

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME TREIZIÈME

FASCICULE 7-8-9

Feuilles 19 à 34 — Planches XI-XVIII

94 figures dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72
Téléph. : DANTON 90-61

1943

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les *Comptes rendus des séances et le Bulletin*.

Le service de la Bibliographie des Sciences géologiques n'est fait qu'aux membres qui envoient 50 fr. par an pour les frais de port et de manutention.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent acheter à la Société : 1° avec une remise de 50 %, les *Comptes rendus et les Bulletins* (400 fr. l'année), la *Bibliographie* (200 fr. l'année), les *Mémoires de Géologie* (par mémoire) ; 2° avec une rem. de 20 %, les *Mémoires de Paléontologie* (par mémoires séparés), les *Mémoires* (nouvelle série) par souscription au volume (300 fr., étr. 350) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 200 francs par an.

Membres à vie

Membres à perpétuité

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI*.

OBSERVATIONS SUR QUELQUES OSTRÉIDÉS

ACTUELS ET FOSSILES

PAR **Gilbert Ranson**¹.

PLANCHE XI

1° *Ostrea Virleti* DESHAYES.

En 1832, Deshayes a décrit et figuré, sous le nom d'*Ostrea Virleti* (p. 123, pl. XXI, fig. 1, 2, 3^e série), une nouvelle espèce d'Huître fossile trouvée dans le tertiaire de Morée. Depuis, de nombreux auteurs ont décrit, sous ce nom, une Huître à valves plissées, du Tertiaire supérieur des bassins méditerranéen et indo-pacifique. Cox (1927-1930-1936) a nettement exprimé l'idée que cette espèce pourrait bien être en réalité l'*O. hyotis* L. ; il dit en 1927 (p. 69) : « There is, to my mind, little doubt that it is a thick-shelled offshoot of the species *O. hyotis*, which, as has been seen, was well established in the Indian Ocean region in Lower Miocene time. » et en 1936 (p. 50) : « It therefore seems not improbable that it will eventually prove necessary to include *O. Virleti* and its varieties in the specific synonymy of *O. hyotis*, thus reverting to the determination of the fossil from made by some of the earlier workers. »

En 1927 (p. 70) et 1930 (p. 154) cet auteur signale que tous les spécimens d'*O. hyotis* du British Museum ont des coquilles relativement minces ; mais, dit-il, l'épaisseur de la coquille peut dépendre de leur habitat. Il semble donc que Cox n'ait eu en mains que la forme *imbricata* de l'*O. hyotis* L. En 1936 (p. 50), il note, d'après B. Prashad (1932), que de vieux échantillons d'*O. hyotis* peuvent avoir une coquille remarquablement épaisse. En effet, la forme typique de l'*O. hyotis* L. a souvent la coquille épaisse, très épaisse même. Mais ce n'est pas suffisant pour affirmer que nous sommes en présence d'une seule espèce.

Certes l'*O. Virleti* des auteurs et l'*O. hyotis* L. sont très voisines, mais si l'on examine un grand nombre d'échantillons de chacune d'elles on se rend compte qu'elles diffèrent l'une de l'autre et qu'on se trouve en présence de deux bonnes espèces.

1. Note présentée à la séance du 21 juin 1943.

La première est, sans aucun doute possible, l'ancêtre tertiaire de la seconde. Le caractère essentiel qui les rapproche n'a été vu par aucun auteur. Il n'avait jamais été observé que la *hyotis* est un *Pycnodonta* possédant la charnière caractéristique de ce genre et surtout des chambres crayeuses à structure vacuolaire. Il en est de même de l'*O. Virleti* des auteurs. Les paléontologistes n'ont tenu compte que de la sculpture des valves; certains les ont rattachées au genre *Alectryonia* (*Lopha*) qui est absolument artificiel.

Mais la question se complique singulièrement si l'on compare l'*O. Virleti* des auteurs, à l'Huître décrite pour la première fois sous ce nom par Deshayes. Les figures reproduites par ce dernier ne montrent pas l'intérieur des valves. La charnière et l'impression musculaire auraient pu aider les auteurs à l'identifier exactement. On n'y voit en somme que les faces extérieures des deux valves et on ne peut discuter que sur leur sculpture. C'est ce que Cox a fait en 1927 (p. 68). Il note, en se basant sur ce caractère, que l'exemplaire original d'*O. Virleti*, figuré par Deshayes, ne ressemble pas très étroitement à la moyenne des exemplaires de l'Huître qu'il étudie. Et il est amené à trouver une ressemblance, entre l'échantillon figuré par Deshayes et l'*O. crassicostata* Sow. dont il a examiné le spécimen type.

Pour résoudre la question il fallait observer le type. Je l'ai retrouvé à l'École des Mines de Paris¹. La valve supérieure n'existe plus; je n'ai pas pu la retrouver malgré toutes mes recherches. La valve inférieure est collée sur un carton portant la mention « *O. Virleti* DESH., Morée ». Sans aucun doute possible, il s'agit du type; la face inférieure de cette valve gauche montre bien tous les détails représentés par Deshayes ainsi qu'on peut le voir sur la photographie reproduite ici (Pl. XI, 1). Je donne également une reproduction de la photographie de la face interne de cette valve (Pl. XI, 2).

Au premier examen on constate que cette Huître n'est pas un *Pycnodonta*. D'autre part sur le bord antérieur et dorsal, juste au-dessous de la ligne cardinale se trouvent 7 faibles crénelures rectilignes très courtes, espacées de 2 mm.; l'impression musculaire est petite, ronde, au-dessous de l'axe dorso-ventral et légèrement dorsale. Cette Huître appartient sans aucun doute possible au groupe de la *Forskali*. C'est une *Gryphæa*. Je lui conserve momentanément son nom *Gryphæa Virleti* (DESHAYES).

1. Je remercie bien vivement M. le professeur Piveteau qui m'a permis de consulter les collections de l'École des Mines et de photographier les échantillons particulièrement intéressants.

Il est prudent d'agir ainsi tant que je n'aurai pas revu le groupe *G. cucullata* BORN-G. *Forskali* CHEMNITZ-G. *Serresi* TOURNOUËR-*G. sacellus* DUJARDIN.

Nous pouvons donc affirmer désormais que l'*O. Virleti* des auteurs n'a rien de commun avec l'*O. Virleti*-type, de Deshayes. L'*O. Virleti* des auteurs est un *Pycnodonta* du groupe de *P. hyotis*. C'est en réalité la *Pycnodonta squarrosa* (M. DE SERRES) dont, entre beaucoup d'autres, *Pycnodonta crassicostata* Sow. n'est qu'un synonyme.

2° *Ostrea excavata* DESHAYES.

En 1879 et 1883, Fuchs a placé cette espèce en synonymie de l'*O. Virleti*. Quelques paléontologistes l'ont suivi. En 1870, Reuss (in Hörnes) l'a placée avec un point d'interrogation en synonymie de *O. crassicostata* SOWERBY. Mais Cox en 1927 (p. 68) a critiqué cette manière de voir et a pensé que *O. excavata* DESHAYES se rapprochait de *O. cucullata*. En fait, Cox a raison. Je n'ai pas retrouvé, à l'École des Mines, le type de Deshayes; mais il s'y trouve d'autres échantillons étiquetés « *O. excavata* DESH., Morée », correspondant bien à la description et aux figures de Deshayes et qui peuvent être considérés comme des cotypes. Je donne ici la reproduction d'une photographie de l'un d'eux (Pl. XI, 3). C'est une simple variante individuelle de la *G. Virleti* (DESHAYES) dont je viens de parler.

3° *Ostrea pseudo-edulis* DESHAYES.

En 1879 et 1883 Fuchs a également placé cette espèce en synonymie de l'*O. Virleti* des auteurs. Cox a également et justement critiqué cette manière de voir.

J'ai retrouvé à l'École des Mines le type de Deshayes. Malheureusement, ici encore, la valve supérieure est absente. Je donne (Pl. XI, 4 et 5) une reproduction des photographies de cet échantillon. La vue de la face externe de la valve gauche (4) est bien la reproduction fidèle du dessin de Deshayes. L'absence de valve droite nous permet de voir tous les caractères, nettement conservés, de l'intérieur de la valve gauche. L'analyse de l'ensemble des caractères de cette dernière nous montre que nous sommes en présence de l'*O. lamellosa* BROCCHI.

En 1887, Bucquoy, Dautzenberg et G. Dollfus déclarent avoir vu le type de Deshayes à l'École des Mines; il leur paraît

extrêmement voisin de l'*O. edulis* typique. Ces auteurs font de l'*Ostrea lamellosa* Brocchi une variété de l'*O. edulis* L., actuelle, car ils considèrent l'*O. lamellosa* de la plupart des auteurs comme semblable à l'*O. hippopus* LAMARCK. Tous les auteurs sont en effet actuellement d'accord sur le fait que Lamarck a donné ce dernier nom à de très gros échantillons, épaissis, d'*Ostrea edulis* L. Mais en 1897 Sacco a figuré (tav. II, fig. 3a, 3b) le type de l'*Ostrea lamellosa* de Brocchi. Nous pouvons constater que cette espèce n'a rien de commun avec l'*O. hippopus* de Lamarck.

4° *Ostrea plicatula* GMELIN.

En 1790, Gmelin (Syst. nat., éd. XIII, p. 3336) a décrit très succinctement, sous ce nom, une espèce d'Huître d'Amérique et de la Méditerranée. Il renvoie aux figures de Gualtieri (pl. 104, fig. A) et de Chemnitz (Conch. cab., VIII, p. 34, pl. 73, fig. 674). Or ces figures montrent que les deux valves sont plissées, mais à larges plis ; les bords sont seulement onduleux. Les plis partent de l'umbo et ne se subdivisent pas. L'espèce de Gmelin, actuelle, est assez bien connue maintenant. C'est une espèce qui reste assez petite. Elle fait partie du groupe *folium-frons*. On ne la trouve pas en Méditerranée où vit l'*Ostrea stentina* PAYR. avec laquelle elle a été confondue.

Gregorio, en 1884, a signalé pour la première fois, que la *plicatula* des paléontologistes était différente de l'espèce vivante. Il appelle la première *O. germanitala*. Nous verrons plus loin pourquoi nous ne pouvons retenir ce nom, bien que l'auteur ait raison. En 1897, Sacco en fait un *Alectryonia plicatula* var. *germanitala* (DE GREG.) ; il rattache encore la forme fossile à l'*O. plicatula* de Gmelin mais il rapporte celle-ci au genre *Alectryonia*. Il reconnaît cependant que cette variété *germanitala* appartient au groupe *hyotis-Virleti* des paléontologistes. De même Desio, en 1929, rapporte les *hyotis-Virleti* des paléontologistes à l'*O. plicatula* de Gmelin.

L'*O. plicatula* des paléontologistes est bien une Huître du groupe *hyotis-Virleti* ; c'est un *Pycnodonta*. Mais elle n'a rien à voir avec l'*O. plicatula* GMELIN, actuelle, du groupe *folium-frons*. En fait, je le montrerai ailleurs, l'*O. plicatula* des paléontologistes est une forme locale de *Pycnodonta squarrosa* (M. DE SERRES).

5° *Ostrea turbinata* LMK.

Actuellement on considère cette espèce lamarckienne comme

voisine sinon synonyme d'*Ostrea crista-galli* L. En tout cas elle ne se rapporte pas au groupe *hyotis*. Par contre l'*O. turbinata* de Sowerby (in Reeve, 1871, Conch. Icon., pl. XIV, fig. 29) ne peut pas être assimilée à l'espèce de Lamarck. L'*O. crista-galli*, pas plus que les formes voisines, n'atteint les dimensions de l'exemplaire de Sowerby. D'autre part, cet auteur dit que la coquille est très large, épaisse, que la valve inférieure en particulier est très épaisse et l'impression musculaire très large. Ce sont nettement des caractères de la *sinensis-hyotis*. L'*O. crista-galli* a toujours des valves très minces. Sowerby dit que son exemplaire diffère de *O. sinensis* seulement par ses dimensions et ses plis marginaux plus aigus. Mais la forme *sinensis* de *P. hyotis* (L.) peut atteindre de grandes dimensions et a parfois des plis frontaux aigus.

Des paléontologistes (Stefanini, 1925; Cox, 1927, 1929, 1930) ont rapporté à l'*O. turbinata* Lmk. de gros échantillons plus larges et plus massifs que l'*O. Virleti* des auteurs. Cependant Cox dit que ces deux espèces se ressemblent beaucoup.

En fait l'*O. turbinata* des paléontologistes appartient au groupe *hyotis*. C'est un *Pycnodonta* qui n'a rien de commun avec l'espèce de Lamarck. L'échantillon du Pliocène de Mombasa, figuré par Cox en 1927 (pl. XII, fig. 1, 2), possède une aire ligamentaire caractéristique de *Pycnodonta squarrosa* (M. DE SERRES) (*crassicaustata-Virleti* des auteurs).

L'échantillon du Quaternaire de Makalla figuré par Stefanini (in Little) en 1925 (pl. XXXIII et XXXIV), ressemble par sa charnière et surtout son muscle adducteur, à ceux du Quaternaire d'Obock. C'est un *Pycnodonta hyotis* (L.).

BIBLIOGRAPHIE

- BUCQUOY (E.), DAUTZENBERG (Ph.) et DOLLFUS (G.). — Les Mollusques marins du Roussillon. T. II, fasc. premier. Pelecypoda, 1887.
- COX (L. R.). — Neogene and quaternary Mollusca from the Zanzibar Protectorate. *Report on the Zanzibar Protectorate*, 1927.
- Notes on the post. miocène Ostreidae and Pectinidae of the red sea region, with remarks on the geological significance of their distribution. *Proc. Malacol. Soc. of London*, vol. XVIII, 1929, p. 165.
- Reports on geological collections from the coastlands of Kenya colony. V. — Miocene Mollusca. *Monogr. geol. Dept. Hunterian Mus.*, Glasgow University, IV, 1930, p. 103.

- COX (L.R.). — Fossil Mollusca from Southern Persia (Iran) and Bahrein island. *Memoirs géol. Survey of India, Palæontologia indica*, new series, vol. XXII, memoir. N° 2, 1936.
- DESHAYES. — Expédition scientifique en Morée. Paris, 1832.
- DESIO (A.). — Risultati scientifica della missione alla oasi di Giarabub (1926-27). Roma, Villa Celimontana, 1928-1929. Part. III. La paleontologia, 1929.
- FUCHS (Th.). — Über die von Dr E. Tietze aus Persien mitgebrachten tertiärversteinerungen. *Denksch. der Math. Naturw. Cl. der Kais. Akad. der Wiss.*, Wien, t. 41, 1879, p. 99.
- Beiträge zur Kenntniss der Miocænfauna Ægyptens und der libyschen Wüste. *Palæontographica*, XXXI, 1883.
- GREGORIO (M. A. DE). — Studi su talune conchiglie Mediterranée viventi e fossili. Siena, 1884-85. Bivalvi. Studi su talune ostriche viventi e fossili, p. 37.
- PRAHSAD (B.). — The Lamellibranchiata of the Siboga expedition. Systematic Part., II, Pelecypoda (exclusive of the Pectinidæ). Monogr. LIII^e, 1932.
- REUSS. — in Hörnes : Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. *Abhand. der k. k. geolog. Reichsanst.*, IV Band., 1870.
- SACCO (F.). — I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Part. XXIII, 1897.
- STEFANINI (G.). Description of fossils from South Arabia and British Somaliland. in O. H. Little : The geography and geology of Makalla (South Arabia). *Ministry of Finance, Egypt. Survey of Egypt. Geological Survey*. 1925.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XI

1 et 2. — *O. Virleti* DESHAYES, type (École des Mines).

3. — *O. excavata* DESHAYES, cotype (École des Mines).

4 et 5. — *O. pseudo-edulis* DESHAYES, type (École des Mines).

(Toutes les photographies ont été faites grandeur naturelle. Elles sont reproduites avec réduction de 1/7.)

SUR UN FORAMINIFÈRE NOUVEAU
DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR MAROCAIN :
LACOSTEINA GOUSKOWI NOV. GEN. et NOV. SP.

PAR **Pierre Marie**¹.

Parmi les nombreux genres nouveaux de Foraminifères, qu'il me fut possible de distinguer dans le Crétacé supérieur à faciès marneux du Nord-Marocain, il en est un qui mérite une mention toute spéciale et que je propose de dénommer *Lacosteina* en souvenir de notre très regretté confrère et ami, Jean Lacoste, sous la direction de qui, il me fut possible, au Maroc, de m'adonner à l'étude des petits Foraminifères.

Lacosteina nov. gen.

Type générique : *Lacosteina Gouskowi* nov. sp.

Test à stage jeune planispiralé, suivi dans l'adulte d'une série trisériale de loges encapuchonnantes, hélico-spiralée, comparable à celle des *Bulimina*. Ouverture spatuliforme, en communication par sa base avec la suture interne de la dernière loge. Paroi calcaire, finement perforée.

Rapports et différences : Ce genre se rapproche des *Bulimina* qui sont entièrement hélico-spiralées, mais il s'en éloigne par son début entièrement planispiralé. Sa position systématique est de ce fait assez difficile à fixer avec certitude. En effet, s'il se rapproche des *Heterohelicidae* par son stage initial, il s'en écarte radicalement par son adulte, qui ne s'observe chez aucun représentant de cette famille.

D'autre part, si sa forme générale, son adulte, ses loges et son ouverture sont bien celles de la plupart des *Buliminidae*, son stage initial planispiral l'en éloigne également, car il n'en fut jamais encore trouvé trace dans les nombreux genres qui la composent.

Cependant, étant donné qu'au cours de l'évolution générale de la plupart des Foraminifères, il y a toujours, entre une forme

¹. Note présentée à la séance du 21 juin 1943.

originelle et ses descendants, résorption progressive et parfois même disparition complète du stage initial ancestral et son remplacement, chez les formes dérivées, par le stage adulte de l'ancêtre.

Tout conduit donc à penser que *Lacosteina* représente le genre le plus ancestral, actuellement connu, de la famille des *Buliminidae* et que celle-ci ne dérive pas, comme le pensait J. A. Cushman d'une forme turriculée comme *Terebralina*¹, mais bien d'un ancêtre planispiralé comme la plupart des Foraminifères calcaires.

Ce genre n'est actuellement connu que par son type générique qui correspond à la diagnose suivante :

Lacosteina Gouskovi nov. sp.

Fig. 1-6.

Test petit, ovoïde, allongé, 2 à 3 fois plus large à sa partie supérieure qu'à sa base; formé d'un stage initial nettement planispiral, à contour légèrement lobé, composé d'un tour de spire d'une dizaine de loges faiblement bombées, dont 5 à 7 seulement sont apparentes extérieurement et séparées par des sutures droites, limbées et rugueuses, partant d'un callus central également rugueux, qui occupe le tiers du diamètre du dernier tour. Ces sutures, larges vers le centre des flancs, s'amincissent et se dépriment à proximité de la périphérie de la spire. Stage adulte formé d'une série de loges bombées encapuchonnantes, disposées sur 3 ou 4 tours de 3 loges séparées par des sutures très nettement déprimées. Ouverture spatuliforme, au sommet de la dernière loge. Paroi calcaire, unie et finement perforée.

Dimensions. — Hauteur totale : 0,375-0,400 mm². — Largeur maxima : 0,175-0,250 mm. — Diamètre de la portion planispiralée : 0,175-0,140 mm. — Épaisseur au centre des flancs 0,070 mm. — Diamètre de la loge initiale : 0,050-0,015 mm.

Holotype. — Coll. pers. n° 1001 (fig. 1-2).

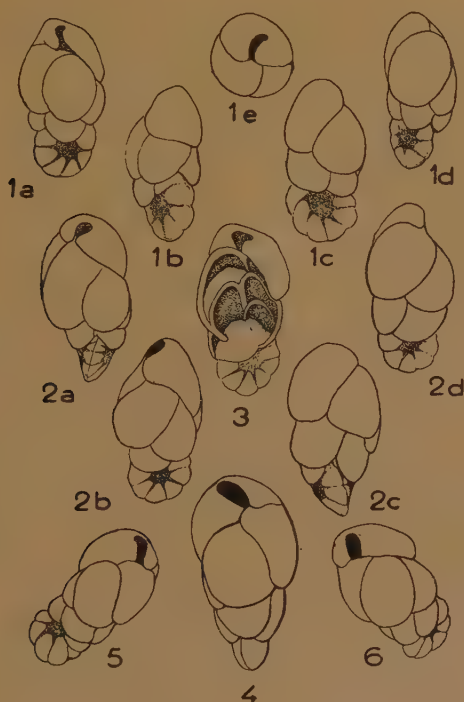
Rapports et différences. — Par son stage planispiral, cette espèce ne se rapproche d'aucune autre espèce actuellement connue. Par contre, par son stage adulte, elle offre beaucoup d'affinités avec les *Buliminella obtusa* (D'ORB.) v. *inflata* MARIE³.

1. Foraminifera, their Classification and Economic Use; 2^e édit., 1933, p. 215 et suiv. Sharon.

2. Le premier nombre se rapporte toujours à la dimension correspondante des spécimens macrosphériques; le second à celle des spécimens microsphériques.

3. Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris. *Mém. Muséum. Nat. Hist. Nat.*, nouv. série., t. XII, 1941, p. 199, pl. XXX, fig. 292 a-e.

Répartition. — Cette espèce, que je dédie à mon confrère et ami, Nicolas Gouskov, ancien ingénieur géologue au Bureau de Recherches et Participations Minières de Rabat (Maroc), qui m'en a procuré le matériel original, est en général excessivement rare dans tout le Crétacé supérieur à faciès marneux du Nord-Marocain.



***Lacosteina Gouskovi* nov. gen. et nov. sp.**

Tous les spécimens figurés proviennent du gisement situé au S de l'Oued Ouergha.
Grossissement $\times 60$.

Fig. 1 a-e. — Spécimen type macrosphérique; a : Face — b : profil gauche — c : côté dorsal — d : profil droit — e : sommet.

Fig. 2 a-d. — Spécimen type microsphérique; a-d comme pour la fig. 1.

Fig. 3. — Spécimen décortiqué montrant l'agencement interne des loges et l'absence de tube siphonal.

Fig. 4. — Spécimen microsphérique sénestre, orienté, comme les précédents parallèlement au plan du dessin.

Fig. 5. — Spécimen macrosphérique sénestre dans sa position naturelle.

Fig. 6. — Spécimen macrosphérique dextre dans sa position naturelle.

Je ne l'ai guère trouvée que dans des marnes gypsifères rubéfiées, atteintes par un puits à main de 2 m de profondeur au S de l'Oued Ouergha, à 2.100 m à l'ESE du Douar Zouaid, 900 m

au SSW du Douar Djrobat et à 50 m au N du lit desséché d'un petit oued¹. Là, elle est relativement commune dans les portions fines du résidu de lavage des marnes et s'y trouvent associées aux genres et espèces suivantes :

Textularia sp., *Spiroplectinata* sp., *Gaudryina* sp., *Clavulina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Planispirina* sp., *Rzehakina epigona* (RZEHAKE), *Lagena* sp., *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Flabellina rugosa* (D'ORB.); *Gumbelina globulosa* (EHRB.), *G. excolata* CUSHM., *Bolivinoides decorata* (PARK.-JON.), *Bolivina* sp., *Chrysalgonium* sp., *Siphogenerinoides* sp., *Bulimina* sp., *B. acuta* Rss., *Buliminella obtusa* (D'ORB.), *Nonionella* aff. *cretacea* CUSHM., *Chilostomelloides* cf. *cyclostoma* (RZEHAKE), *Globigrina cretacea* D'ORB., *Rosalinella Linnei* D'ORB. et sa mutation *caliciforme* J. DE LAPP., *R. Stuarti* (J. DE L.), *Pulvinulinella alata* (MARSSON).

En dehors de *Rzehakina epigona* et de *Pulvinulinella alata*, qui proviennent des niveaux supérieurs daniens et des *Rosalinella Stuarti*, *R. Linnei* mut. *caliciforme* qui résultent d'un petit horizon phosphaté représentant le Maestrichtien, tout le reste de la faune, qui renferme nos spécimens, est assez homogène et offre tous les caractères d'une faune en place, qui paraît être, d'âge campanien par suite de la présence des *Bolivinoides decorata* et *Gumbelina excolata* ainsi que par celle de 2 nouveaux genres de la famille des *Heterohelicidae*, qui ne se développent que dans l'Aturien.

Un autre individu de cette espèce fut découvert à plus de 200 km à l'W, dans des marnes blanches crétacées, situées au voisinage du Marabout de Sidi Abd Er Rhamane, au N de la route d'Ouezzan et du chantier de l'Ain Hamra. Là, cette espèce est également associée à de très nombreuses *Chilostomelloides* cf. *cyclostoma* (RZEHAKE) et *Nonionella* cf. *cretacea* CUSHMAN.

1. Coordonnées Lambert : X = 500,025 km, Y = 430,135 km.

RYTHMES DE SÉDIMENTATION DANS LES ZONES DE NALZEN, DU PECH DE FOIX, ET DU DREUILHE (ARIÈGE) PENDANT LES TEMPS CRÉTACÉS

PAR **Yvonne Gubler et A. Vatan**¹.

PL. XII ET XIII, 2 TABLEAUX.

SOMMAIRE.

- I. Introduction.
- II. Méthodes d'études minéralogiques.
— — micropaléontologiques.
- III. Position tectonique des zones de Nalzen (Zone I), du Pech de Foix (Zone II) et du Dreuilhe (Zone III).
- IV. Stratigraphie :
 - a) Urgonien.
 - b) Albien, Zone I, Zone II.
 - c) Cénomanién, Zone I, Zone II.
 - d) Sénonien, Zone I, Zone II, Zone III.
 - e) Maestrichtien, Zone I, Zone II, Zone III.
- V. Résumé et conclusions paléogéographiques.

INTRODUCTION

La région dont il sera question est située sur la feuille de Foix (angle NE). Elle correspond à une fraction du pays crétacé nord-pyrénéen magistralement étudié par MM. L. Bertrand, M. Casteras, Ch. Jacob et E. Ramière de Fortanier. Il semblait, après les travaux de ces auteurs, qu'on eût tout dit sur la structure du Pech de Foix, le bassin de Nalzen et le brachyanticlinal du Dreuilhe, dont le style tectonique d'ensemble a été définitivement fixé par M. Casteras dans sa thèse².

Des études stratigraphiques détaillées, des levés à grande échelle, des coupes mesurées³ en vue de recherches d'hydrocarbures de la région nous ont amenés à compléter et à préciser ces observations au point de vue sédimentation, sans introduire

1. Note présentée à la séance du 8 novembre 1943.

2. M. CASTERAS. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 189, tome XXXVII, p. 310 à 333, 1933.

3. Coupes mesurées par les géologues de la S. N. P. A. : MM. M. DREYFUSS, CL. DE LAPPARENT, P. MAUGIS, R. POMEYROL, J. SCHOEFLER.

d'ailleurs de changements importants dans les résultats tectoniques obtenus par nos prédécesseurs. Au point de vue stratigraphique nous avons pu établir sur le périclinal de Péreille, à l'extrémité orientale du Pech de Foix, l'existence d'une succession complète de terrains allant du Jurassique à l'Éocène. Dans le sillon du Dreuilhe nous avons déterminé l'âge sénonien des terrains sousjacents aux grès d'Alet.

Ces études stratigraphiques ont été menées au laboratoire de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine où nous poursuivons parallèlement, en équipe, des études lithologiques, pétrographiques, minéralogiques et micropaléontologiques en vue d'établir une carte d'ensemble des faciès, des terrains de la bordure nord-pyrénéenne aux différentes périodes géologiques. Le but final poursuivi correspond à un travail paléogéographique d'ensemble qui réunira tous les éléments stratigraphiques établis.

Avant de situer dans l'espace et dans le temps les terrains étudiés nous croyons devoir rappeler brièvement les méthodes employées conjointement dans ce genre d'études sédimentaires, méthodes appliquées à des formations géologiques le plus souvent dépourvues de macrofossiles.

MÉTHODES D'ÉTUDE

Méthode minéralogique.

Au point de vue minéralogique les sédiments détritiques ont été étudiés par des techniques habituelles de séparation au moyen du bromoforme, s'appliquant plus spécialement à l'étude des minéraux lourds. Les renseignements donnés par ces travaux portent sur l'origine du matériel sédimentaire : « distributive province » de Brammal. Dans les cas simples, sans mélange de matériaux d'origines diverses, les associations minérales donnent des indications précises sur la nature de la roche mère. Ainsi : zircon, sphène, apatite, rutile, brookite, caractérisent des roches plutoniques acides. La cassitérite, la tourmaline, la topaze, la fluorine, le grenat correspondent à un matériel de pneumatolyse.

En ce qui concerne le métamorphisme, il est possible, également à l'aide des associations de minéraux, de définir les familles symptomatiques des trois zones de Grubenmann : zone *épi* : caractérisée par le cortège : dolomite, actinote, serpentine, chlorite, chloritoïde, épidote, albite, glaucophane, séricite : zone *méso*,

définie par l'association de l'actinote, la hornblende, la zoïzite, la biotite avec inclusions d'almandin, la staurotide, le disthène. A la catazone sont associés : les pyroxènes, la cordiérite, le grenat, les spinelles, en inclusion dans la biotite, la hornblende, l'andalousite, la sillimanite.

D'autre part, la prédominance des minéraux très résistants tels le zircon, la tourmaline, le rutile, l'ilménite indique une origine très ancienne du matériel à partir d'anciens sédiments, ces minéraux faisant figure de reliques transmises de génération en génération de sables.

Outre ces familles symptomatiques, certains minéraux, par des caractères morphologiques et optiques spéciaux, peuvent jouer le rôle de « bons fossiles » dans certaines séries sédimentaires.

Ces études purement minéralogiques renseignent donc sur la position dans l'espace du matériel de la province distributrice par comparaison avec les roches mères originelles de cette province. C'est là une source d'information infiniment précieuse sur l'histoire géographique des sédiments anciens qui peut révéler la présence de courants fluviaux ou marins et de bassins dans les mers anciennes.

Elles apportent aussi des précisions sur l'évolution chronologique des sédiments au même titre que certains fossiles ou microfossiles cryptogènes qui permettent localement de définir un horizon géologique. Il existe de même des associations minéralogiques ou des minéraux isolés cryptogènes qui permettent par leur présence, en l'absence de faune, de dater avec certitude certains sédiments, alors que synchroniquement d'autres minéraux disparaissent. Il ne faudrait pas cependant considérer ces zones minéralogiques comme immuables ; elles sont soumises à des variations dont il faut tenir compte au cours d'un essai de reconstitution paléogéographique. Les principaux facteurs en sont : les mélanges de matériaux issus de provinces diverses, les conditions de transport et de dépôt du matériel qui se traduisent par : a) le triage mécanique par les courants ¹, b) l'usure des minéraux en raison inverse de leur dureté, c) la décomposition chimique des éléments les moins résistants. L'analyse gra-

1. BERTHOIS (*in* BERTHOIS et FURNESTIN). [Étude des matériaux dragués par le « Président Théodore Tissier », *Ann. office des Pêches*, 1938, t. XI, fac. 3, p. 351-424] comparant les teneurs quantitatives en zircon et en grenat de matériaux dragués par le « Th. Tissier » a démontré le triage mécanique par les courants, les sédiments fins s'enrichissant proportionnellement en zircon, la proportion étant inverse pour les sédiments grossiers. Pour chaque minéral il existe une taille de fréquence maximum qui lui est propre, de ce fait la grosseur du grain du sédiment favorisera ou non son enrichissement en tel ou tel minéral.

nulométrique est un complément utile de l'examen purement minéralogique.

L'application de ces principes à l'étude des sédiments nous apporte encore une autre source d'information sur la paléogéographie en raison du principe de la sédimentation inverse énoncé par Bleicher d'après quoi les sédiments détritiques les plus anciens correspondent au démantèlement des roches mères les plus récentes, l'érosion entamant la chaîne d'une manière régressive. On peut en déduire des faits intéressants sur la surrection d'un continent (en l'absence d'action tectonique antérieure).

Le dernier point dont il faut tenir compte est celui des remaniements. Ceux-ci sont incessants dans les mers épicontinentales alors qu'au contraire dans la fosse géosynclinale ou dans une aire de subsidence continentale les matériaux pris aux continents voisins ne sont pas remaniés. Ce n'est qu'à la suite d'une phase de comblement qu'il pourra y avoir arasement de la partie terminale des couches.

Méthode paléontologique.

La méthode paléontologique employée consiste à isoler par lavages les microorganismes qui peuvent être retenus dans les sédiments marneux ou sableux, ou à les examiner en section mince dans la roche encaissante ou isolément.

Les problèmes posés par l'étude des Foraminifères se ramènent, tout comme pour les minéraux lourds, à l'étude des variations de formes dans l'espace et dans le temps, avec un rigorisme moindre il est vrai, car les facteurs biologiques qui président à ces variations nous échappent le plus souvent complètement. Les variations dans le temps ne sont pas toujours discernables car l'enchaînement paléontologique des petits Foraminifères s'est souvent fait très lentement et telle forme arénacée apparue au Primaire, par exemple, se poursuit absolument comparable dans des terrains beaucoup plus récents. L'évolution à l'intérieur d'une même famille est très peu sensible et jusqu'à ce jour, aucun travail d'ensemble sur ce sujet n'a été tenté avec fruit en dehors des groupes de grands Foraminifères. En ce qui concerne les formes de petite taille il n'y a que peu de tentatives qui aient été faites dans ce sens sur des groupes bien limités¹. Il existe néanmoins une loi sur l'évolution à l'intérieur

1. Entre autres J. de LAPPARENT. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 1918, pp. 1-17.

des familles qui met en évidence à l'origine l'apparition de formes de toute petite taille tandis que les individus de taille maxima se développent à l'époque correspondant au plus grand épanouissement du groupe ; en outre il y a des variations par mutations successives : nous en verrons dans le Dreuilhe ; elles correspondent à des conditions de vie particulières, en milieu fermé.

Les auteurs pour la plupart, ont désigné sous des noms différents des formes rencontrées dans des terrains d'âges divers, sans tenir compte de leur enchaînement possible, ce travail restant entièrement à faire. Bien plus, on a pulvérisé les espèces, en créant autant de formes nouvelles que d'individus rencontrés, sans aucun souci de synonymie, rendant ainsi les corrélations stratigraphiques extrêmement difficiles, voir impossibles.

L'identification des faunes aboutit, par emploi de la méthode statistique, à l'établissement d'associations d'individus, associations de valeur inégale qui ont tantôt le poids de repères chronologiques et tantôt ne constituent que des associations de faciès. C'est qu'en effet, parmi les Foraminifères, en raison même de leur genre de vie, il en est dont l'aire de répartition verticale et dans l'espace est considérable en raison même des facilités avec lesquelles ils se déplacent, telles sont les formes pélagiques : (Lagénides, Globigérinidés, Rosalines). Les formes benthoniques, au contraire, qui rampent sur les fonds marins, ou qui vivent fixées, sont mieux localisées ; elles groupent un nombre de familles beaucoup plus considérable que les précédentes représentées cependant par un moindre nombre d'individus. Pour chaque famille, de plus, il existe un « milieu » d'élection défini en partie par la nature du sédiment. C'est ainsi que parmi les Foraminifères à test arénacé les Verneuulinidés, Cyclaminidés, Ammodiscidés et autres sont plus abondants dans les dépôts détritiques qui constituent une ambiance favorable que dans les vases à éléments fins. Parmi les Foraminifères à test calcaire au contraire, les Alvéolinidés, les Miliolidés prennent un développement considérable dans certains sédiments carbonatés à algues (Cycadées ou Lithophyllées), mais les conditions de sédimentation, et conséquemment les conditions de vie, viennent-elles à changer dans l'un et l'autre cas, on assiste brutalement à la disparition de ces formes qui prennent alors valeur de fossiles caractéristiques.

Nous sommes ainsi conduits à considérer des faciès favorables au développement de la microfaune et à envisager les facteurs susceptibles d'influer sur cette faune en agissant directement sur le milieu. Le cadre de ces facteurs est beaucoup moins bien

défini que pour les minéraux lourds, ils sont aussi beaucoup plus localisés dans l'espace. Ce n'est qu'après cet examen détaillé de l'habitat qu'il est permis de voir quelle valeur stratigraphique on peut donner aux microfaunes.

Les faciès sableux, du flysch notamment, paraissent le milieu d'élection des formes arénacées ou à test épais ; dans l'ensemble on n'y rencontre pas de formes calcaires qui n'y trouveraient certes pas la substance chimique nécessaire à l'élaboration de la sécrétion protoplasmique de leur test. Parmi les marnes, il existe une gamme nuancée de termes de passage entre les sédiments tendres argileux et des marnes de plus en plus sableuses. Dans celles-ci les arénacés, encore nombreux, et souvent associés à des formes pélagiques, s'y rencontrent à côté d'espèces benthoniques vivant fixées aux algues ou bien rampant sur le fond vaseux. Les marnes franchement argileuses contiennent en abondance des espèces pélagiques au point que parfois ces organismes constituent presque en totalité la roche elle-même. Il en est ainsi pour certains dépôts à *Rosalina Linnei* du Crétacé du lambeau de Bastié, à la pointe toute occidentale du bassin de Nalzen.

Dans les marnes schisteuses très fines, parfois de teinte noire, qui marquent des dépôts plus profonds, la microfaune est souvent absente et presque toujours pyriteuse ; par contre les Ostracodes n'y sont pas rares.

Ce cadre grossier est soumis à une infinité de variations qui en fait quelque chose d'assez mobile. Le jeu du fond océanique intervient constamment sur la sédimentation soit par mouvements ascensionnels ou par affaissement qui peuvent établir des communications entre des bassins jusqu'alors séparés ou bien, au contraire, isoler des étendues marines jusqu'alors en communication, créant ainsi de véritables bassins fermés où les conditions biologiques sont particulières, et déterminant aussi des migrations dans l'espace sur l'importance desquelles nous revenons plus loin.

Les courants de surface ou profonds ont certainement aussi une grosse influence car ils peuvent disperser les Foraminifères dans l'espace, et les entraîner très loin de leur lieu d'origine. Il est vraisemblable que l'accumulation de myriades de microorganismes en certains points, sous une très faible épaisseur de sédiments n'implique pas que ces êtres y vivaient *in situ* mais plutôt qu'ils y ont été portés par le jeu des courants, loin de leur habitat, comme on l'observe aujourd'hui dans les océans actuels où se déplacent, sur des centaines de kilomètres, des cor-

dons de plancton et de frai de poissons. Enfin, il existe un dernier facteur qui peut influencer considérablement la répartition des faunes, c'est celui du remaniement : remaniement *in situ* de faune empruntée au substratum, ou remaniement de faune par apports terrigènes évoqués par l'un de nous dans les dépôts éocènes de l'Aude¹.

En se déplaçant latéralement, les conditions de sédimentation restant constantes, on constate peu de différence dans les ensembles, mais, par contre, si les conditions de la sédimentation viennent à changer on constate des changements importants de microfaunes liés, comme nous l'avons dit plus haut, à des conditions de milieu nouvellement créées (c'est ce que nous développerons ultérieurement sur une courte distance, de l'ordre de 13 km). Là intervient le problème des migrations. L'exemple le plus frappant que nous ayons constaté jusqu'ici dans l'étude de la bordure Nord pyrénéenne est celui des Prénummulites qu'on rencontre à partir du Turonien à plusieurs niveaux dans les marnes de la Montagne des Cornes (dans les Corbières)², et qui, dans le bassin de Nalzen occupent au contraire un horizon limité à quelques centimètres dans le Campanien terminal, alors que plus à l'Ouest encore, dans le golfe aturien, on ne les connaît qu'au Maestrichtien, à Audignon.

En gros il résulte de tout ceci qu'il y a de bons et de mauvais microfossiles, certaines formes benthoniques s'étant localisées alors que d'autres formes planctoniques ont une aire de répartition beaucoup plus vaste qui leur permet d'évoluer dans des milieux très différents d'où leur grande aire de répartition tant dans le sens vertical qu'horizontal. Dès lors quel enseignement peut on tirer de l'étude de ces faunes ? Quelle est leur réelle valeur ? On a pu écrire³ « qu'il est plus facile de confondre deux faunes de même faciès et d'âge différent que deux faunes de même âge et de faciès différent ». C'est si vrai, que le facteur principal qui agit sur le développement d'une microfaune est avant tout le facteur faciès. Faut-il en conclure que les Foraminifères n'ont aucune valeur stratigraphique, ou tout au moins ne donnent que des indications de faciès. C'est aller trop loin car nous avons vu qu'on peut établir des échelles locales de faunes. On peut,

1. Y. GUBLER. Remaniement d'une microfaune du Crétacé supérieur dans le Lutétien de Tréziers (Aude). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, p. 97, 1943.

2. DUFRÉNOY. Mémoire sur les caractères particuliers que présente le terrain de craie dans le Sud de la France et principalement sur les pentes des Pyrénées (*Annales des Mines*, 2^e sér., t. 8, 1830).

3. JEAN GUBLER. Les Foraminifères, leur utilisation en stratigraphie *Soc. Sc. Nat. Maroc. C. R. somm.*, février 1940.

en outre, considérer certaines familles comme caractéristiques de périodes géologiques : les Orbitolines du Crétacé inférieur, les Orbitoides du Crétacé terminal, les Nummulites de l'Éocène par exemple.

Il y a donc lieu de discriminer dans une faune donnée les fossiles de faciès, qui ne peuvent donner que des renseignements paléocéanographiques, importants d'ailleurs, et qui servent à reconstituer la paléogéographie d'une région, des formes qui évoluent rapidement dans le sens vertical. C'est en juxtaposant les échelles de faunes obtenues dans des coupes successives qu'on peut suivre l'évolution de celles-ci et tenter de retracer les conditions qui ont présidé à leur développement.

Il y a donc lieu d'interpréter les résultats obtenus par l'étude des microfaunes, de discriminer la valeur réelle à attribuer à telle ou telle forme et d'en retenir, tout comme pour les minéraux lourds, les associations caractéristiques. Il est donc extrêmement dangereux pour quelque forme que ce soit de vouloir définir une zone par telle ou tel microorganisme (nous ne prendrons comme exemple que le cas des Prénummulites citées plus haut) encore plus, lorsqu'il s'agit de formes planctoniques qui ont une très grande longévité.

Localement, les Foraminifères constituent donc un instrument de travail précieux en stratigraphie de détail, instrument utile encore à une échelle plus vaste, à condition toutefois de dépouiller les résultats statistiques obtenus de tout ce qui peut les entacher d'erreurs. Par contre leur rôle dans toute tentative de reconstitution paléogéographique est de tout premier plan.

A l'aide de ces deux méthodes conjuguées, minéralogique et paléontologique nous avons donc essayé de reconstituer l'histoire paléogéographique, d'un secteur limité. Cette région est particulièrement intéressante car elle groupe sur le même méridien des zones de sédimentation très différentes.

POSITION TECTONIQUE DES ZONES DE NALZEN, DU PECH DE FOIX ET DU DREUILHE

L'esquisse géologique ci-jointe au 1/100.000 correspond à un levé au 1/25.000. Il a pour but de replacer dans leur position tectonique actuelle les éléments paléogéographiques dont il sera question. Elle diffère peu d'ailleurs de l'esquisse donnée par M. Casteras ¹.

1. M. CASTERAS. *Loc. cit.*, p. 332.

Le massif Primaire de Saint-Barthélemy sort brusquement à l'W du méridien de Montségur, de son épaisse couverture de Crétacé inférieur laquelle chevauche différents termes de la zone de Nalzen sur la rive gauche de l'Hers. A l'W de Montségur, cette couverture est réduite à un mince ruban de Crétacé inférieur, de dolomies jurassiques, de Lias et de Trias paraautochtones. Dans l'ensemble tout se passe comme si le décollement s'était produit à la limite des calcaires urgoniens désolidarisés des masses schisteuses plus plastiques de l'Albien. Cet arrachement correspond au chevauchement frontal nord-pyrénéen sous lequel, en série renversée, s'enfoncent les sédiments du Crétacé supérieur du bassin de Nalzen (zone I, qui correspond à notre coupe de base) et que prolonge en série normale, vers le Nord, l'Éocène du synclinal d'Aiguesvives (planche XIII, coupe 3) qui se relève au Nord contre le bourrelet anticlinal que constitue le Dreuilhe. A l'W du méridien de Montségur, sur le parallèle de Benaix, en même temps que la surélévation axiale du Saint-Barthélemy, on voit s'amorcer à la limite du Crétacé supérieur et de l'Éocène, un accident important qui met en contact anormal les uns et les autres termes des 2 zones. Cette faille, qui s'amorce peu à l'W de Benaix, se prolonge à l'W par disparition en profondeur, d'abord des termes supérieurs du Crétacé, puis des termes de l'Éocène (voir fig. 1). Cet accident est d'abord oblique, à pendage sud puis vertical et enfin il se redresse et devient subvertical avec léger déversement nord au droit de Coulzonne; à l'W de Coulzonne il est extrêmement important, et met en contact direct le Crétacé de Nalzen et le noyau du Pech de Foix (Zone II).

Ce Pech de Foix apparaît comme un pli en champignon à déversement bilatéral très net, évoqué localement par M. Casteras, dont on peut étudier les détails jusqu'à la coupure de l'Ariège. Nous venons de voir qu'il s'ouvre dans la série éocène du synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives qu'il sépare en deux synclinaux pincés.

Le plus méridional, le synclinal de Mondini, légèrement déjeté au Sud, se coince rapidement vers l'W par suite de la percée du noyau. Le synclinal de Raissac, sur le flanc nord, est un synclinal couché qui s'enfonce en coin sous les termes plus anciens du Pech de Foix qui le recouvrent par suite du déversement en genou du noyau et de la poussée qu'il applique à sa couverture. Le style d'ensemble est fort simple, dans le détail il est plus compliqué du fait d'étirements locaux dus en partie à la différence de plasticité des termes qui constituent ce noyau.

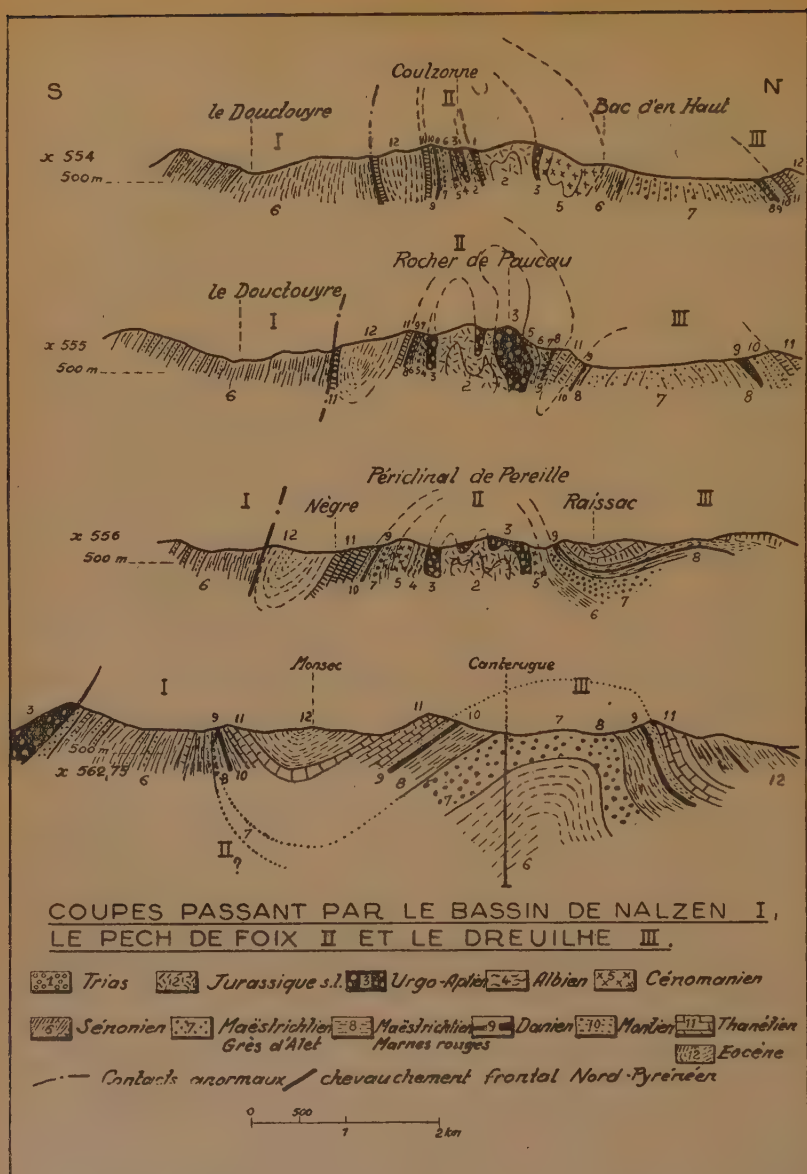


FIG. 1.

C'est dans la cluse de Péréille, traversée par le Douctouyre, qu'on a la coupe stratigraphique la plus complète; bien que le Trias qui affleure plus à l'W près de Coulzonne n'y perce pas

du fait déjà du brusque ennoyage de l'anticlinal vers l'Est, anticlinal dans lequel tous les étages sont représentés depuis le Jurassique jusqu'à l'Éocène (Urgo-Aptien, Albien, Cénomanién, Sénonien, Maestrichtien). Le noyau rigide calcaréo-dolomitique forme un tout solidaire digité, jusqu'au Cénomanién inclus, dont témoignent les petits synclinaux brisés d'Urgonien qui filent en l'air en direction de l'W sur la rive gauche du ruisseau, et dont on retrouve la continuation en direction du signal des Monges. Les levés de détail mettent en évidence l'indépendance de ce noyau par rapport à son enveloppe de Crétacé supérieur, plus plastique, au relief tranquille et arrondi dans laquelle s'ouvre au Nord, comme une fonce dans cette couverture, la longue boutonnière du Dreuilhe (zone III) creusée par l'érosion jusqu'aux grès d'Alet et que M. Jacob situe sur le prolongement de la branche médiane du massif Primaire du Mouthoumet (branche du Cardou)¹.

Le Dreuilhe apparaît en surface comme un brachyanticlinal orienté N 75°, W sur 20 kilomètres de long, légèrement déversé vers le Nord et localement faillé. A la faveur de sondages profonds sur cette structure nous avons pu identifier jusqu'à 1.600 m environ la présence de Sénonien daté sous le Maestrichtien de surface.

Ces trois zones ainsi définies, nous nous efforcerons de retracer l'histoire des dépôts qu'on y rencontre. Il ne sera question que des terrains crétacés, les seuls qui soient communs à ces trois unités structurales.

STRATIGRAPHIE

a) URGONIEN. — Bien qu'il n'y ait pas de dépôts d'Urgo-Aptien dans la zone I, il est intéressant de signaler l'épaisseur relative de cet étage à l'W de Montségur, dans la couverture même du Saint-Barthélemy et sur le Pech de Foix, épaisseur de l'ordre de 200 m. L'Aptien est représenté par des calcaires récifaux et des calcaires cristallins souvent rosés à Orbitolines déposés dans des conditions de sédimentation uniformes.

b) ALBIEN. — *Zone I.* — Nous rattachons à l'Albien les marnes noires schisteuses, plus sableuses vers le haut, qui se trouvent sous les conglomérats de Serrelongue. Ces marnes, dans

1. Ch. JACOB. Zone axiale, versants sud et nord des Pyrénées. Livre jubilaire Soc. Géol. France, 1930, p. 297.

l'ensemble azoïques, renferment, dans leur partie plus détritique, outre quelques Ostracodes, de petites Orbitolines du groupe d'*Orbitolina conoïdea* A. GRAS. Elles sont caractérisées par la présence de dolomite qui paraît détritique et semble provenir des dolomies du Jurassique moyen.

Il y a peu d'autres minéraux : micas, rutile, grenat, à l'exception de la pyrite qui y est abondante. Ce sont là les caractères des dépôts profonds sur la marge du géosynclinal et dont il est difficile d'apprécier l'épaisseur aujourd'hui en raison de la tectonique actuelle qui les fait disparaître sous le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Nous en connaissons 300 mètres.

Zone II. — Dans la cluse de Péréille, l'Albien est représenté à sa base par des calcaires en miches et des dépôts marno-calcaires qui alternent plus ou moins régulièrement. Les calcaires en bancs de 20 à 30 cm, se raréfient vers le haut et finalement ils font place à un dépôt de marnes, bleues en surface, et dans lesquelles nous avons trouvé un *Beudanticeras*, de 25 cm de diamètre qui rappelle beaucoup *B. Beudanti* d'ORB. Ce gisement est situé sur la rive gauche du Douctouyre, le long du chemin de la mine de bauxite. Nous avons trouvé les mêmes échantillons immédiatement au Sud du village de Coulzonne. Le sommet de la formation est malheureusement caché sous les prairies et nulle part on ne voit le passage au Cénomanién. On peut évaluer à 190 m la puissance de ces marnes qui correspondent là encore à un faciès relativement profond.

Sur le flanc nord de l'anticlinal, l'Albien a en partie disparu, il devait d'ailleurs être très mince car le seul lambeau trouvé dans le talus d'un chemin creux, peu à l'W de Bac d'en Haut, nous a montré des marnes très glauconieuses à petites Orbitolines coniques, plutôt un sable glauconieux, dans lequel ce minéral est plus ou moins altéré en produit brun amorphe. En outre on y rencontre assez communément du zircon, de la tourmaline, de l'apatite, la biotite, le rutile, la dolomite, la chlorite, le grenat et la staurotide. Ce mélange de minéraux d'origines diverses indique une origine complexe et, en association avec la glauconie, des conditions littorales instables.

Des faits analogues sont connus à l'W du Pech de Foix dans la carrière de Laborie, où ont été trouvés :

<i>Desmoceras</i>	<i>Beudanti</i> d'ORB.,
—	<i>Mayorianum</i> d'ORB.,
—	<i>alpinum</i> d'ORB.,
—	<i>auritum</i> Sow.,
<i>Douvilleiceras</i>	<i>mamillare</i> SCHL.,
<i>Acanthoceras</i>	(<i>Lyelliceras</i>) <i>Lyelli</i> LEYM.

La microfaune récoltée dans les marnes de la cluse de Péreille nous a montré l'association de :

Proteosina diffulgiformis D'ORB., *Haplophragmoides* aff. *rotulatus* CUSH., *Trilaxia Plummerae* CUSH., *T. pyramidata* REUSS, *T. tricarinata* REUSS, *Textulariella cretosa* CUSH., *Robulus circumdanea* BERT., *R. macrodiscus* REUSS, *R. Williamsoni* REUSS, *Lenticulina gaultina* BERTH, *Planularia sternalis* BERTH, *Lagena ovum* DEFR., *Bulimina proluxa* CUSH. et PARKER, *Patellina* sp., *Epistomina* aff. *spitulinifera* REUSS, *Orbitolina* aff. *texana* ROEM., *Orbitolinopsis Kiliiani* PREVER.

L'ensemble de cette microfaune, associée à des spicules d'éponges¹, est absolument caractéristique de l'Albien dans cette région. En outre, *Patellina* sp. est une forme que nous avons rencontrée partout dans l'Albien depuis les Corbières jusque dans le golfe aturien, on peut donc considérer cette espèce comme ayant une réelle valeur au point de vue stratigraphique. A l'exception de *Textulariella cretosa* qui se poursuit dans le Cénomanién, aucune de ces espèces ne se prolonge dans le temps, sans doute les conditions du milieu qui ont suivi les dépôts de l'Albien ont-elles entraîné la disparition totale de ces organismes. On remarque en outre l'absence presque complète de formes pélagiques et le développement relativement grand des Valvulinidés.

Avec l'Albien s'amorcent les premières différenciations des dépôts marins qui, en se déplaçant vers le Nord, perdent leur caractère géosynclinal en même temps que leur épaisseur diminue, le schéma (pl. XIII) correspond à la plateforme bordière du géosynclinal avant les mouvements antécénomaniens qui ont présidé à la formation de cordillères sur l'emplacement de ce dernier.

Le sondage de Canterugue n'ayant pas dépassé le Sénonien, nous ignorons si cet étage est représenté dans la zone III, et comment.

c) CÉNOMANIEN. — *Zone I.* — Le Cénomanién débute par une sédimentation très grossièrement détritique qui accumule pêle-mêle sur plus de 100 m d'épaisseur des blocs géants de matériel primaire (schistes et calcaires griotte), de dolomie, d'Urgonien, interstratifiés dans une vase marno-calcaire et liés à la formation et au démantèlement d'une cordillère toute proche. Ces blocs alternent souvent avec des grès plus fins, des marnes sableuses au milieu desquels J. Schoeffler a signalé un rognon

1. Lesquels se rattachent aux Hexatinellidés, Tetractinellidés, Monactinellidés et parmi lesquels M. Moret a reconnu des cricostyles de *Tetrawonia*.

de calcaire à Caprinidés renfermant en outre *Pracalveolina cretacea* REICH. Cette entité lithologique marque une brutale rupture d'équilibre dans les conditions existantes du milieu marin avec accumulation de matériel écroulé emprunté au Primaire voisin, presque sans transport.

Un régime de calcaires marneux en plaquettes, parfois encore interrompu de fines passées gréseuses, prédomine sur plus de 450 m. On y observe des passées rouges identiques à celles que MM. R. de Fortanier et M. Casteras ont signalé à l'Est de Montferrier, au col Del Tour et attribuées par eux au Trias. Ces niveaux rouges se situent partout, peu au-dessus des conglomérats (Serre-Longue, Péchiquelle, Sau). Les marno-calcaires correspondent à des vases monotones déposées pendant une période de descente du bassin, on y trouve très localement des lentilles de brèches et de calcaires, qui annoncent la sédimentation terrigène qui bientôt envahit ce sillon, d'abord périodiquement, en déposant en alternance avec les marno-calcaires des sables plus ou moins fins. Elle devient ensuite de plus en plus envahissante, de plus en plus grossière aussi et, par variation de faciès progressifs aboutit au dépôt du grès de Celles, grès surmicacé, à lignite, où abondent des galets de quartz laiteux. Par raison d'analogie avec ce que l'on connaît plus à l'Ouest, dans la région de Celles, où M. Dubar a trouvé *Acanthoceras rothomagensis* dans la base de ces grès, on peut considérer ceux-ci comme représentant *pro parte* le Cénomanién supérieur. Sans changement de faciès ils se prolongent jusqu'au Turonien ; leur puissance totale dépasse 300 m.

La microfaune recueillie dans ces dépôts est pauvre, les marno-calcaires sont le plus souvent azoïques et, seuls, s'y rencontrent quelques formes pélagiques, notamment des *Globotruncana* avec *Rosalina Linnei* et ses variétés, ainsi que quelques Verneulinidés. Dans un bloc calcaire nous avons reconnu *Ovalveolina ovum* REICH.

Parmi les minéraux lourds, on note encore la présence de la dolomite détritique dans les lentilles gréseuses qui sont intercalées dans les marno-calcaires, elle est à peu près constante dans tous les échantillons et en quantité importante ; elle disparaît dans les grès de Celles. Parmi les minéraux résistants on trouve en outre le zircon, la tourmaline, le rutile, le grenat (seul élément de métamorphisme). Partout où nous avons étudié les dépôts du Cénomanién nous constatons la présence de matériel d'origine granitique (zircon, biotite, tourmaline, apatite, rutile, grenat), quartz bipyramidés du Trias là où le Cénomanién est transgressif

sur cet étage, et toujours la présence de dolomite. Il en est ainsi dans les Corbières, au Plantaurel, et dans la région de Camarade. On constate très généralement que le Cénomanien de la partie centrale nord-pyrénéenne porte directement l'empreinte du matériel voisin dont il est issu. Le Cénomanien de Nalzen n'échappe pas à cette règle, à ce titre la dolomite détritique est un élément important.

Zone II. — Dans la cluse de Péreille, sur le flanc sud du périclinal, le Cénomanien est représenté par des calcaires construits à Algues, à Rudistes et à Polypiers intercalés dans des brèches à ciment gréseux dont les éléments polygéniques sont en partie empruntés au substratum sous-jacent : Crétacé inférieur et dolomies du Jurassique ; moins fréquents y sont les éléments cristallins réduits souvent à des galets de quartz. Dans les micro-brèches à ciment calcaire qui passent à des calcaires à algues pseudoolithiques nous avons trouvé *Praealveolina cretacea* REICH. et *Ovalveolina ovum* REICH. Au sommet de la formation il y a un beau développement de calcaire cristallin, bourré de Rudistes dont les sections ont été attribuées aux Caprines. Lacvivier¹ en faisait du Turonien. L'épaisseur totale du Cénomanien ne dépasse pas 70 m.

Sur le flanc nord du périclinal, il est impossible d'évaluer avec certitude l'épaisseur de ces couches qui sont affectées de replis secondaires (voir pl. XII). Les brèches y sont plus largement développées et envahissent la presque totalité des dépôts ; elles ravinent même jusqu'à l'Urgonien et presque partout l'Albien a été entièrement arasé, il n'en reste que le seul témoin de Bac d'en Haut signalé déjà ; ces faits témoignent de mouvements antécénomaniens du socle. Bien que le ciment calcaire de ces brèches soit très largement développé les calcaires construits y sont pourtant moins bien individualisés qu'à Coume-Escure sur le flanc sud, et représentés seulement par des lentilles calcaires interstratifiées dans ces brèches. Nous y avons récolté, au-dessus du hameau de Bac d'en Bas, une belle section de Caprine que M. Astre rapproche avec doute de *Caprina adversa*.

Le Cénomanien n'ayant pas été atteint par les sondages, nous ignorons son existence ou son comportement dans la zone III.

Au Cénomanien s'amorcent donc des différences profondes de

1. C. DE LACVIVIER. Études géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé. Thèse, Paris 1884.

sédimentation entre deux zones distantes à vol d'oiseau de quelques kilomètres seulement. Dans la zone I, le Céno-manien atteint plus de 700 m, au Pech de Foix il ne dépasse pas 70 m. Il débute dans le sillon de Nalzen par des éléments grossiers monumentaux qui évoquent l'écroulement massif de cordillères en formation, presque sans transport de matériel.

Les mêmes mouvements qui sont à l'origine de ces cordillères déterminent l'affaissement d'un sillon épicontinental à la limite de la chaîne naissante et du seuil continental, au Nord ; c'est dans ce sillon que s'accumulent des boues calcaréo-marneuses.

Cette première phase d'enfoncement a été immédiatement suivie par une phase de remplissage accompagnée d'apports terrigènes entraînés de la cordillère en formation en direction du sillon par une érosion active. Ces dépôts finement sableux ou grossiers sont intercalés de marnes noires azoïques dans lesquelles se sont déposés parfois des galets isolés, ils correspondent en somme à une alternance répétée de sédimentation sableuse ou vaseuse.

d) SÉNONIEN. — *Zone I.* — Par suite des variations dans la sédimentation qui viennent d'être évoquées à propos du Céno-manien, et dont nous allons voir la prolongation pendant tout le Sénonien, il est possible d'établir des coupures dans cet ensemble, coupures d'inégale valeur stratigraphique, mais qui constituent cependant autant de repères précieux. Au sommet des grès de Celles, après un premier comblement du sillon, s'installent des récifs calcaires à Polypiers, Nérinées, Cyclolites, récifs connus communément sous le nom de « calcaires de Morenci ». Ces calcaires, le plus souvent cristallins, ont fourni des *Plagioptychus*, des *Sphaerulites*. Leur âge turonien peut être considéré comme établi par la faune découverte par Ramière de Fortanier¹ à Montferrier avec

Vaccinites praepetrocoriensis TOUCAS,

— cf. *Rousseli* DOUVILLÉ,

— cf. *praecorbaricus* TOUCAS,

— cf. *inferus* DOUVILLÉ,

— cf. *praegiganticus* TOUCAS.

— *Grossouvrei* DOUVILLÉ,

Orbignya Requieri MATHERON.

espèces du Turonien décrites par ailleurs par Senesse dans le calcaire de Montferrand des Corbières. Ces calcaires forment

1. E. RAMIÈRE DE FORTANIER. Les terrains crétacés entre Foix et Belesta. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXIV, 3^e fasc., 1933.

une paroi triple, d'une trentaine de mètres, séparée par des récurrences de grès qui montrent combien la formation était encore soumise aux influences terrigènes.

15 à 20 m de marnes tendres ou de marno-calcaires à *Micraster corbaricus*, leur succèdent qui nous ont donné une microfaune caractérisée par l'association de :

Bathysiphon indentata CUSH., *Clavulinoides havaniensis* CUSH., *Dentalina expansa* REUSS, *Gümbelina glabrans* CUSH., *Bolvinoïdes folium* PARKER et JONES, *Spiroplectamina excolata* CUSH., *Globigerina mexicana* CUSH., *Rosalina Linnei* D'ORB., var. 1 DE LAPP., var. 2 DE LAPP., var. 4 DE LAPP.

Ce serait l'équivalent du Turonien supérieur — Coniacien — auquel succèdent sur 500 m les grès supérieurs siliceux, chargés de quartz noduleux, qui alternent vers le haut avec des couches marneuses toujours chargées de lignite. Ces dépôts correspondent à une sédimentation comparable à celle du grès de Celles sous-jacent, avec cependant un caractère « flysch » plus accentué. La microfaune de ces grès est presque en totalité représentée par des Rosalines planctoniques ou par des Verneuulinidés arénacés. Vers le haut, les dépôts fins l'emportent qui donnent naissance à des marnes tendres, souvent chargées de nodules de limonite ou veinées de calcite d'une exceptionnelle richesse en microfaune. Ce ne sont certes pas là des dépôts de grande profondeur, mais plutôt qui marquent une récurrence marine importante accompagnée de migrations de faune venant de l'Est par reprise des communications entre des régions diverses. On y assiste au développement extraordinaire des Lagénidés pélagiques et des Rotalidés benthoniques.

Parmi les formes nouvellement arrivées les plus fréquentes sont :

Nodosinella glabra CUSH. et WATERS, *Haplostische fordissima* REUSS, *Verneuilina Bronnii* REUSS, *Gaudryina Bradyi* BRAD., *G. triangularis* CUSH., *Siphogaudryina austinana* CUSH., *Textulariella simplex* CUSH., *Massilina texasensis* CUSH., *Robulus discipans* ROEMER, *R. crassilimbata* NUTTALL, *R. novarroensis* PLUM., *R. reniformis* D'ORB., *R. Stephensoni* CUSH., *Lenticulina Comptoni* SOW., *Vaginulina truncata* REUSS, *Flabellina jarvisi* CUSH., *F. rugosa* D'ORB., *Fronicularia archiaciana* D'ORB., *F. Frankei* CUSH., *F. ungeri* REUSS, *F. verneuilina* D'ORB., *Marginulina ornatissima* REUSS, *M. striatocostata* REUSS, *Saracenaria italica* DEFR., *Dentalina muticostata*, *D. filiformis* REUSS, *D. strumstrupi* REUSS, *Pseudotextularia varians* RZEHAKE, *Discorbis coronata* CUSH., *Gyroidina globosa* V. HAG., *G. soldanii* D'ORB., *Epistomina* aff. *caracolla*

ROEMER, *Anomalina ammonoides* REUSS, *A. granoevoluta* HANTKEN, *A. complanata* REUSS, *A. rubiginosa* CUSH., *Planulina constricta* V. HAG., *P. texana*, *Cibicides excolata* BROTZ., *C. risseni* WHITE, *C. Stephensoni* CUSH., *Orbitoides* aff. *Palmeri* GRAVELL, *Prenummulites*, *Spirolina limbata* BRADY.

Certaines formes comme *Orbitoides* aff. *Palmeri* et les *Prénummulites* sont cantonnées dans un niveau de quelques centimètres à peine. En outre, en jetant un coup d'œil sur le tableau d'ensemble, on constate la survivance jusqu'au Campanien terminal de plusieurs formes déjà apparues dans les grès supérieurs. Ces marnes à Foraminifères passent à des calcaires récifaux (calcaires de Benaix) qui renferment à Villeneuve d'Olmes :

Orbignya Heberti, *O. variabilis*, *Vaccinites robustus*, *V. Archiaci*, *Cyclolites polymorpha*, *Dayleia Pouechi*, toutes espèces du Campanien.

Au point de vue minéralogique, il existe de grandes ressemblances entre les grès supérieurs et les grès de Celles : égale richesse en grenat et en mica ; pauvreté en zircon et en tourmaline ; cependant en se déplaçant vers l'Ouest, à l'intérieur même du bassin, on note quelques variations et si le grenat y tient toujours la première place, il s'accompagne de minéraux de métamorphisme : staurotide, andalousite, disthène.

Zone II. — Au Pech de Foix, les marnes supérieures qui représentent le Sénonien dans sa totalité, sont réduites à 160 m. Ce fait n'avait pas échappé à Ramière de Fortanier (*loc. cit.*, p. 148), frappé déjà par la différence d'épaisseur des dépôts du Campanien de la cluse de Péréille qu'il évaluait à une cinquantaine de mètres, et ceux de la plaine de Nalzen qu'il estimait 10 fois plus épais, ajoutant : « faut-il en conclure que Péréille était en bordure d'un massif où les dépôts étaient peu épais alors que dans la région d'effondrement de Nalzen, la sédimentation était plus active. » Nous réduisons le Sénonien à l'ensemble des marnes tendres chargées de bancs plus calcaires qui ne sont pas sans rappeler par leur aspect les marnes et les calcaires de la base de l'Albien, réunissant au Cénomaniens les calcaires cristallins à Rudistes dont il a été question au sommet de cet étage, à Coume-Escure, et attribués par Lacvivier au Turonien. Les marnes ne renferment pas à proprement parler de calcaires récifaux, mais des fragments de Rudistes isolés dans les bancs plus calcaires dont on a pu extraire plusieurs individus de

Vaccinites Archiaci
Vaccinites robustus

V. latus mutation major
Orbignya Heberti.

Ces couches sont fossilifères près du lavoir de Péréille-Haut et dans la combe de Coume-Escure sur la rive gauche du Douctouyre. Elles renferment en outre une microfaune très abondante.

Nous en citerons :

Cyclammina aff. *incisa* STACH., *Spiroplectammina scotti* CUSH. et ALEXANDER, *Tritaxia Frankei* CUSH., *Arenobulimina puschi* REUSS, *Anomalina complanata* REUSS, *A. Rubiginosa* CUSH., *Planulina constricta* V. HAG., *Cornuspira cretacea*, *Robulus depauperata* REUSS, *R. discepanis* ROEMER, *R. lepideus* REUSS, *Lenticulina rotulata* LAMK., *Planularia elongata* EHBB., *Vaginulina protosphaera* REUSS, *Fronicularia verneuilina* D'ORB., *Marginulina bullata* REUSS, *M. cretacea* CUSH., *M. grata* REUSS, *Chrysalogonium cretaceum* CUSH., *Pseudoglandulina cylindracea* REUSS, *Lagena* aff. *foveolata* REUSS var. *spinosa*, *L. histrix* REUSS, *Glandulina robusta* BROTZ, *Gümbelina globulus* EHBB. B., *Pleurostomella Barroisii* BERTH., *P. obtusa* BERTH., *P. Reussi* BERTH., *Discorbis ocalana* CUSH., *Gyroidina globosa* V. HAG., *Epistomina elegans* D'ORB., *Anomalina ammonoides* REUSS, *A. clementiana* D'ORB., *Planulina Schläenbachi* REUSS, *P. Taylorensis* CARSEY, *Cibicides eriksdalensis* BROTZ, *C. excolata* BROTZ, *C. rissenii* WHITE, *C. Stephensoni* CUSH., *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Globigerina aspera* ERBH., *G. cretacea* D'ORB., *Rosalina Linnei* var. *arca*, *Orbitoides* aff. *Palmeri* GRAVELL.

On remarquera le grand développement de certains groupes de Lagénidés qui n'existent pas dans la zone I, l'abondance des Rotalidés, abondance surtout numérique, et la pauvreté en *Rosalina Linnei*, si répandue au contraire dans la zone I. Le Sénonien est donc tout entier réduit à des marnes peu profondes qui se chargent vers le haut, comme on le voit entre Bac-d'en-Bas et Bac-d'en-Haut, sur le flanc nord du Pech de Foix, de niveaux de sables à lignite ou riches en limonite renfermant également une microfaune abondante qui ne paraît pas remaniée. Ces derniers sables présentent des caractères minéralogiques tout à fait spéciaux qui correspondent à un cortège minéral d'origine granitique : abondance de zircon allongé (l'allongement du zircon est un caractère granitique), apatite, biotite avec auréoles, brookite, grenat ; le grenat en plus, c'est exactement la composition des sables à gros galets de granite roulés situé 300 m au NW sous Bac-d'en-Bas, sables qui paraissent maestrichtiens. Il paraîtrait donc là qu'on se trouve à la limite supérieure de la formation.

Zone III. — Les terrains les plus profondément atteints dans le sondage de Canterugue appartiennent encore au Sénonien

daté par la microfaune. Sur plus de 1.100 m en effet on a traversé des marnes indurées noires à reflet bleuté, plus ou moins psammitiques, excessivement fines, qui alternent sur une certaine hauteur avec des passées plus gréseuses, voire des grès francs clairs. Ces dépôts sont très peu détritiques dans l'ensemble (quartz rare et glauconie grenue remaniée); ils sont souvent veinés de filonnets de calcite. Il existe en fait toute une gamme de termes de passage entre les marnes franches, les marnes sableuses et les marnes plus gréseuses, suivant la proportion des éléments clastiques qui y participent; dans les dernières les quartz sont toujours en grains anguleux, les micas en paillettes, la glauconie en grains. A 600 m sous le toit de ces marnes, l'alternance des niveaux tendres et des niveaux plus détritiques est assez régulière, le passage de l'un à l'autre est souvent souligné par un feutrage micacé. Plus profondément encore, l'alternance des marnes tendres et des passées finement gréseuses donne à la roche un aspect rubané caractéristique évoquant un flysch gréso-marneux à grain très fin, et à 900 m sous le toit du Sénonien, ces faciès détritiques, toujours très fins, ont un aspect très finement microbréchique. En gros ce qui caractérise cette série, si l'on peut dire, c'est son extrême monotonie, sa finesse, sa teneur élevée en lignite et parfois en pyrite qui indique une descente loin de toute perturbation de surface.

Nous en avons dégagé une faune étonnamment petite dont la plupart des représentants n'atteint pas un dixième de millimètre, répartis entre 16 genres et 102 espèces; le mode de conservation en est tel qu'il a fallu pour en poursuivre l'étude un montage spécial dans le xylol. Nous ne donnerons pas la liste complète de cette faune qui figure sur le tableau I. On constate qu'elle est surtout localisée dans certains niveaux marneux tendres situés 400 m sous les grès d'Alet et à 1.100 m. La famille des Rotalidés y est grandement représentée, avec une très grande extension verticale, ce qui est contraire à tout ce que nous avons observé concernant cette famille dans les zones I et II; ce fait est sans aucun doute lié aux conditions du milieu dans lesquelles vivaient ces formes représentées par 30 espèces. On constate que les familles des *Saccaminidae*, les *Ammodiscidae*, les *Lituolidae*, les *Textularidae* et les *Verneuulinidae* sont fréquentes dans le faciès marno-sableux entre 400 et 800 m et qu'elles reparaissent quand des conditions de sédimentation comparables s'établissent. Leur présence semble donc bien liée à celle du faciès ambiant.

D'autres espèces telles que *Gaudryina laevis* var. *pyramidata*,

Rosalina Linnei et quelques autres, traversent toute la série, elles ne sont donc nullement caractéristiques d'un niveau et ne permettent aucune corrélation stratigraphique utile.

Parmi tant de Foraminifères on constate cependant une évolution normale de la faune de bas en haut qu'il nous paraît intéressant de discuter ici en raison de la valeur relative des éléments qu'elle comporte. Dans les marnes les plus profondément atteintes, à 1.100 m de la base des grès d'Alet, on rencontre en association : *Gaudryina Bradyi* CUSH., *Schlumbergerina alveoliniformis* BRADY, *Robulus depauperata* REUSS, *Nonion* aff. *asterians* FICH et MOLL, *Bulimina obtusa* D'ORB., *Pleurostomella alternans* STH., *Cibicides stephensoni* CUSH., *Candeina nitida* D'ORB.

Puis, dans les couchés qui viennent au-dessus, on assiste au large développement des *Rotalidae* et des *Anomalilidae* avec : *Anomalina ammonioides* REUSS, *A. grosserugosa* GÜMB., *Planulina constricta* var. 1. v. HAG., *P. mexicana* CUSH., *P. taylorensis* CARSEY, *P. fissicosta* CUSH., *P. wuellerstorfi* SCHW., *Cibicides* aff. *Sandidgei* BROTZ, *Gyroidina depressa* ALT., *Eponides whitei* BROTZ. L'épanouissement des Planulines est plus important encore en remontant dans la série et *Planulina constricta*, accompagnée de ses variétés 1 et 2 y est abondante. Cet épanouissement est tout à fait caractéristique et cette espèce prend alors un développement vertical régulier jusqu'au toit du Sénonien, toujours représentée par de très nombreux individus et toujours accompagnée de ses variétés.

Indépendamment de ces formes qui paraissent s'échelonner en partie dans le temps, il en est d'autres rencontrées dans les couches les plus basses, qui après avoir disparu sur plus de 600 m reparaissent alors que des conditions semblables se présentent. Parmi ces formes on peut citer :

Gaudryina retusa CUSH., *Marssonella oxycona* REUSS, *Chrysalidina* cf. *gradata* D'ORB., *Quinqueloculina seminula* LINNÉ, *Triloculina inornata* D'ORB., *T. oculina* D'ORB., *Trochammina diagonis* CARSEY, *T. inflata* MONTAGU, *Robulus disceps* REUSS, *R. williamsoni* REUSS, *Saracenaria triangularis* D'ORB., *Lagena globosa* WALK., *Nonion laeve* var. *marginalum* CUSH. et ELLISOR, *Cibicides cooperensis* CUSH.

On pourrait être tenté d'interpréter ces faits comme une répétition de faune si ce n'était l'apparition progressive de types nouveaux mentionnés précédemment et dont certains sont associés à des formes de caractère plus ancestral. Tout ceci milite en faveur d'une faune à évolution lente sans apports extérieurs importants ni brutaux.

Les caractères de cette faune, nous en avons dit déjà quelques mots : peu variée, très petite, offrant, chez les genres les plus répandus, des mutations très nombreuses (*Planulina constricta* var. 1, 2, 3) sans apport, sur plus de 1.000 m, de genres nouveaux ; ce sont là les caractères d'une faune vivant dans un milieu biologique fermé « en culture fermée » peut-on dire, et sans communication avec la haute mer ; ce fait est corroboré par l'étude des minéraux lourds, petits, flottés dont le pourcentage est d'ailleurs assez faible. Leur composition est uniforme dans l'ensemble : zircon, micas, tourmaline, oxyde de titane. Le grenat et la staurotide y sont très rares. Ces caractères se maintiennent dans tout le sondage avec quelques enrichissements liés à des passées gréseuses.

En résumé, le Sénonien dans la zone I est marqué par la présence de grenat auquel s'adjoignent, en direction de l'Ouest, zircon et tourmaline. En se déplaçant vers le Nord, le grenat qui, nous l'avons vu à propos des méthodes minéralogiques, caractérise les faciès plutôt grossiers, diminue énormément d'importance pour faire place au zircon, élément de taille moyenne beaucoup plus petit, caractérisant par suite des sédiments fins. Paléontologiquement on constate dans les grès supérieurs de la série de Nalzen l'apparition d'un certain nombre de Verneuilinidés, dont quelques-uns, tels *Marssonella oxycona*, ont une si grande répartition verticale que leur présence seule n'indique rien quant à l'âge des sédiments qu'ils traversent. Il en est de même pour *Rosalina Linnei* accompagnée de ses variétés 2 et 4 qui, apparues dès le Cénomanién, traversent la totalité des dépôts du Crétacé supérieur ; elles n'ont de ce fait aucune valeur stratigraphique. Le Turonien supérieur est au contraire nettement caractérisé par l'association citée plus haut.

La méthode statistique appliquée localement met au contraire en évidence l'apparition de la variété 1 DE LAPP. de *R. Linnei* ainsi que des variétés *canaliculata* REUSS, *arca* CUSH. dans les couches terminales du Campanien (voir tableau I). Ce dernier est caractérisé en outre par un niveau à Prénommulites, à *Orbitoides Palmeri* GRAVELL qui surmonte immédiatement les marnes à Lagénidés (*Robulus*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Frondicularia* et *Rotalidés*). Les conditions de milieu changeant brusquement ont fait de ce niveau un excellent repère, dont la faune ne dépasse pas verticalement les calcaires récifaux de Benaix. Excellent repère de valeur locale que nous n'avons pas retrouvé dans les zones II et III. Au-dessus des calcaires de Benaix il n'y a plus guère que des formes remaniées, empruntées à ce niveau.

Tableau I

RÉPARTITION DES MICROFAUNES AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR		NALZEN	PECH DE FOIX	OREUILHE (SÉNONIEN 21)	COUPE DE BASE DU BASSIN DE NALZEN					
--- présente en Pech de Foix --- présente dans la zone de Nalzen					Albien	Manno cét. en plaquettes Cénomanien	Grès de Celles	Grès supérieur	Marnes	Grenais
<i>Bathysiphon indentatæ</i> CUSH.										
<i>Protosira diffractilis</i> d'ORB.										
<i>Hydrammina</i> sp.										
<i>Thurammina</i> aff. <i>compressa</i> BRADY										
<i>Nodosinella diabra</i> CUSH & WATERS										
<i>Haplostiche fordistima</i> REUSS.										
<i>Ammoliscus gaulticus</i> BEATH.										
--- <i>papiraceus</i> n. sp.										
<i>Giomospira charoides</i> JONES & PARKER										
<i>Haplophragmites</i> aff. <i>advena</i> CUSH & VALENTINE										
--- cf. <i>rotundus</i> CUSH.										
<i>Ammohadules</i> aff. <i>novoripensis</i> PLUM.										
<i>Cyclammina</i> aff. <i>lucida</i> STACH.										
<i>Spiraplectammina laevis</i> ROEM. var. <i>cretosa</i> CUSH.										
--- <i>semit</i> CUSH. & ALEXANDER										
<i>Textularia adida</i> CUSH.										
--- <i>conclina</i> REUSS.										
<i>Verticillina bronni</i> REUSS.										
<i>Trilexina franki</i> CUSH.										
--- <i>plummerae</i> CUSH.										
--- <i>pyramidalis</i> REUSS.										
--- <i>tricarinata</i> REUSS.										
<i>Gaudryina basiviana</i> CUSH.										
--- <i>Bregi</i> BRAD.										
--- <i>laevigata</i> FRANKIE var. <i>pyramidalis</i> CUSH.										
--- <i>retusa</i> CUSH.										
--- <i>robusta</i> CUSH.										
--- <i>triangularis</i> CUSH.										
--- <i>rufosa</i> d'ORB.										
--- <i>triletera</i> CUSH.										
<i>Siphogaudryina austriaca</i> CUSH.										
<i>Gaudryinella pseudoserrata</i> CUSH.										
<i>Cavulimides havanensis</i> CUSH.										
<i>Pseudocavulina</i> aff. <i>arcuata</i> CUSH.										
<i>Marssonella ellisorae</i> CUSH.										
--- <i>oxygonia</i> REUSS.										
<i>Arenobulimina puschi</i> REUSS.										
<i>Crysaedina</i> cf. <i>gravata</i> d'ORB.										
<i>Dorothyia glabrata</i> CUSH.										
--- aff. <i>plummeri</i> BRADT.										
<i>Textulariella cretosa</i> CUSH.										
--- <i>simplex</i> CUSH.										
<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>seminula</i> LEIM.										
<i>Schumbergerina alveoliformis</i> BRADY										
<i>Massilina</i> aff. <i>texasensis</i> CUSH.										
<i>Mummoloculina</i> sp.										
<i>Triloculina circularis</i> BONHEM.										
--- aff. <i>ornata</i> d'ORB.										
--- <i>n. var.</i>										
<i>Cornuspira cretacea</i> REUSS.										
<i>Trochammina diagonis</i> CARSEY										
--- <i>inflata</i> MONTAGU										
<i>Orbitolina tesoni</i> ROEMER										

[illegible]

[illegible]

Sur le Pech de Foix nous n'avons constaté pour ainsi dire pas de différenciation minéralogique. D'autre part la faune récoltée dans tous les niveaux du Sénonien correspond aux formes élevées du Campanien de la zone I : faune très riche en individus représentés seulement par quelques familles appartenant aux Lagénidés et aux Rotalidés. On y est frappé de l'abondance notamment des *Planulina constricta*, forme assez rare dans la zone I et qui, nous l'avons vu, est largement répandue plus au Nord dans la zone III. L'état de conservation de ces faunes est excellent, ce sont en majorité des individus de grande taille portant des caractères spécifiques très nets. L'ensemble de cette faune est caractérisé par l'absence des formes planctoniques et par le développement au contraire de formes benthoniques qui paraissent avoir vécu là dans leur milieu d'origine.

Dans la zone III nous avons dit plus haut la pauvreté de la faune, sa taille, le pourcentage élevé qu'y représente le groupe de *Planulina constricta* rarement individualisée spécifiquement et toujours accompagnée de ses variétés, indice d'une faune qui évoluait dans un milieu biologique défavorable, sans nouveaux apports de l'extérieur.

Ces caractères différentiels minéralogiques et faunistiques traduisent des conditions bathymétriques différentes qui ont à cette époque un maximum d'acuité. Amorcées au Cénomanién, où nous avons vu dans la zone I se succéder des périodes d'enfoncement, de subsidence et de comblement rapide, elles ne font que s'accroître pendant le Sénonien. Le récif qui couronne le premier comblement du bassin est suivi immédiatement d'une nouvelle période de remblaiement synchrone d'un affaissement général ; sédiments sableux fins ou grossiers associés à du lignite s'y succèdent, coupés parfois de venues marines qui indiquent des communications avec des bassins latéraux ce dont témoignent l'arrivée de faunes nouvelles au Turonien-Coniacien et pendant l'époque des grès supérieurs. La plupart des matériaux détritiques étaient empruntés alors à la cordillère qui s'exondait au Sud alors que se creusait le sillon de Nalzen. Cette mer débordait encore la plate-forme du Pech de Foix sur laquelle vivait une faune benthonique. Brusquement au Nord, dépassant le talus de cette plate-forme continentale, on trouve au Dreuilhe sous une épaisseur considérable, des dépôts fins monotones déposés assez loin du talus sans aucune rupture d'équilibre du milieu. L'origine de ce talus, mis en évidence par les formations grossières rencontrées dans les termes élevés du Campanien au Nord-Est de Bac-d'en-Bas, est encore hypothétique, et peut-

être liée au jeu des fractures du socle à la limite de deux domaines continentaux : cordillères méridionales, et prolongement du massif du Mouthoumet au Nord. Au Crétacé supérieur; tout se passe au Dreuilhe comme dans une fosse de subsidence. Nous resterons dans l'ignorance de l'histoire de ce fossé tant que nous n'aurons pas traversé la totalité des dépôts du Crétacé supérieur jusqu'à son substratum.

c) MAESTRICHTIEN. — Avec le Maestrichtien, la physionomie de la région change totalement. La mer paraît avoir abandonné complètement la zone I et s'être cantonnée plus au Nord, suivant un schéma déjà évoqué par L. Bertrand¹.

Dans la zone de Nalzen proprement dite, il n'y a pas eu de dépôts de grès d'Alet; ceux-ci sont limités à quelques mètres de grès grossiers à dragées de quartz laiteux rencontrés au Sud de Benaix à la limite des dépôts éocènes qui forment l'actuel synclinal de Saint-Jean-d'Aigues-Vives. Très rapidement ces grès disparaissent dans une faille à l'Ouest de Benaix alors que vers l'Est ils se poursuivent jusqu'à Belesta.

Leur composition minéralogique est très homogène, ils sont riches en minéraux lourds et caractérisés par l'importance des minéraux métamorphiques, en particulier de la staurotide qui se présente sous un faciès caractéristique. La tourmaline y est également abondante, ainsi que la brookite (par ailleurs trouvée dans des galets granitiques inclus dans les sables maestrichtiens), le zircon y est en proportions variables, d'autant plus abondant que le sable est plus fin. Cette richesse des grès d'Alet en éléments métamorphiques tient à deux causes : à une érosion plus avancée du continent, ayant atteint et attaqué largement les terrains métamorphiques, à l'intensité de cette érosion qu'alimentait un matériel grossier et qui a sélectionné les minéraux de taille la plus élevée (staurotide, andalousite, tourmaline). Si, au contraire, la taille moyenne des sédiments entraînés avait été plus faible on aurait constaté une augmentation de la proportion des minéraux fins tels que le zircon, le rutile, comme nous l'avons énoncé à propos des méthodes d'études minéralogiques.

Ces grès sont surmontés par des marnes rouge lie-de-vin dans lesquelles s'intercalent des conglomérats fluviaux et des grès plus grossiers, plus quartzeux qui correspondent à la partie inférieure du Garumnien de Leymerie. L'examen lithologique de ces sédiments montre avec évidence le remaniement, *in situ*, des

1. L. BERTRAND. Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 204, t. XLII, 1940.

minéraux du grès d'Alet; il n'est pas rare non plus, d'y trouver, reprises, des faunes du Crétacé sous-jacent dont la forme la plus fréquente est bien *Rosalina Linnei* D'ORB.

Zone II. — Sur le Pech de Foix on ignorait jusqu'alors l'existence de cet étage. Dans la cluse de Péréille, nous avons pu suivre de part et d'autre du Douctouyre, au contact même du Campanien marneux daté, une mince couche de sable et de galets de quartz laiteux qui ne dépasse guère 2 mètres. Ces sables ont tous les caractères minéralogiques du grès d'Alet typique avec en abondance de la staurotide et de la tourmaline ainsi que de la brookite. Ils sont surmontés par quelques mètres de marnes lie-de-vin qui annoncent des dépôts franchement continentaux.

L'examen granulométrique auquel ont été soumis ces sables, sur tamis emboîtés de 25 à 250 montre qu'il s'agit là de formations d'estuaires ou de formations très littorales qui donnent des courbes analogues à celles des sables fluviaux. Au contraire, en se déplaçant vers l'Ouest, en direction des Petites Pyrénées, on constate que les courbes obtenues correspondent à des types marins francs. Dans la cluse de Péréille les alluvions et les éboulis ne permettent pas de suivre ce niveau sur le flanc nord du périclinal de Péréille au delà de Péréille-Haut; il est certain cependant qu'ils y existent en association avec les marnes violacées qui les accompagnent et que l'on peut suivre sans discontinuité jusqu'au synclinal pincé éocène de Tanière (voir pl. XII). Brutalement sur le flanc inverse de ce synclinal les grès d'Alet prennent un développement considérable y atteignant déjà plusieurs centaines de mètres dans la vallée du Douctouyre entre le ruisseau et la couronne des calcaires daniens plus au Nord.

Zone III. — Dans le Dreuilhe, dont ils constituent le cœur en surface, ces grès dépassent 600 m de puissance, ils y sont formés par la succession de bancs de grès épais parfois peu cohérents, très micacés, chargés de lignite, de limonite, témoignant d'apports terrigènes considérables dans lesquels se sont déposés des niveaux marno-sableux, d'origine fluviale ou lacustre passant parfois à des vases à Diatomées. Vers l'Est des formations marines s'intercalent dans cet ensemble. On y a signalé l'existence d'une Ammonite : *Hoplites* cf. *vari* accompagnée de *Tylostoma bulbiforme* et *Glaucania Renauxi*, récoltés par M. Hollande. En outre certains grès sont couverts de Cardiidés et d'Ostréidés, on y exploite également du gypse. On n'y rencontre pas à proprement parler de microfaune, la plupart des microorganismes

rencontrés appartiennent au Crétacé sous-jacent à l'exception peut-être de certains arénacés (*Trochammina*) répartis au hasard dans de minces niveaux marneux. L'intrication d'une sédimentation terrigène et de dépôts marins peu profonds évoque la formation de plate-forme paralique.

Au Maestrichtien donc, le visage de la région a complètement changé. Le sillon de Nalzen est définitivement comblé et il fait un avec les cordillères situées au Sud qui s'exondent rapidement en même temps qu'une érosion considérable les démantèle entraînant vers le Nord en direction de la zone III des dépôts terrigènes qui s'accumulent en un alluvionnement de piedmont important, à la limite du socle continental représentée alors par le Pech de Foix et le bord nord du sillon de Nalzen. Cet alluvionnement aboutit finalement au comblement du Dreuilhe qui fonctionne déjà comme un bassin paralique.

e) DANIEN. — Les calcaires d'eau douce du Danien marquent dans la région le terme ultime de l'histoire du Crétacé. Ils sont caractérisés par l'uniformité de leurs dépôts réduits à quelques mètres seulement. Cette phase d'accalmie pendant laquelle les zones II et III sont immergées sous une couverture d'eau dessalée précède le retour de la mer au Thanétien et l'établissement définitif du large bassin paralique dont la limite méridionale ne dépasse guère au Sud le Pech de Foix et qui se prolonge vers le Nord dans le bassin d'Aquitaine, jusqu'au Miocène.

RÉSUMÉ GÉNÉRAL ET CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Nous avons vu que l'Albien dans son ensemble correspond à un faciès profond ayant encore dans la zone I les caractères d'une série géosynclinale bordée au Nord par la plate-forme de la zone II. Les formations profondes se prolongent assez loin vers le Nord ce dont témoignent les dépôts situés sur le flanc sud de l'actuel Pech de Foix ; mais très rapidement on atteint la bordure littorale caractérisée par l'abondance de la glauconie et par des couches phosphatées ¹. La faune montre un mélange de grandes Ammonites qui ont pu y être entraînées par flottage et une microfaune abondante caractérisée par l'associa-

1. Dépôts phosphatés signalés à Laborie par de Lacvivier dès 1884 (Étude géologique sur le département de l'Ariège. *Ann. Sc. Géol.*, tome XV).

tion de Lagénidés, de *Tritaxia*, d'*Epistomina*, de *Patellina* et de très nombreux spicules d'éponges.

En se rapportant au tableau minéralogique ci-dessous, on constate que le Cénomanién, plus que tout autre terrain, est alimenté par des matériaux d'origine toute locale : dolomite détritique dont la provenance ne saurait être lointaine. Cette dolomite a en quelque sorte la valeur d'un fossile caractéristique car, en raison même de sa fragilité, elle ne se trouve que tout à fait exceptionnellement dans des niveaux plus élevés alors qu'elle abonde dans le Cénomanién. Là où n'existe pas de substratum jurassique dolomitique la famille minéralogique du Cénomanién est à dominante granitique nette, dont l'origine est encore locale, ce dont témoigne la présence d'apatite, minéral également peu résistant. Cependant tous ces matériaux granitiques ont pu passer par un gîte sédimentaire intermédiaire entre les roches mères granitiques et les dépôts du Cénomanién (Permo-Trias par exemple). La microfaune est limitée aux formations calcaires avec *Praealveolina cretacea* REICH. et *Ovalveolina* REICH., alors que dans les formations plus pélagiques on trouve des faunes planctoniques alimentées surtout par *R. Linnei* D'ORB. et ses variétés et quelques Verneuulinidés. Il n'y a, à proprement parler, pas de caractères positifs de cette faune en dehors de la présence d'Alvéolines et de Globorotalidés, mais surtout des caractères négatifs : disparition des petites Orbitolines coniques, des Patel-lines et de nombreuses formes de l'Albien.

Le Turonien varie suivant les régions, là où il a pu être identifié, à Nalzen, il est caractérisé par sa richesse en grenats et en micas et par la disparition de la dolomite. Sa microfaune bien encadrée par une faune de Rudistes et d'Échinides correspond à l'arrivée de nouvelles formes marines parmi les Textularidés, formes qui ont une extension verticale très limitée.

Nous avons vu précédemment que le Sénonien (à l'exclusion du Maestrichtien) est marqué dans les zones étudiées par de profondes différences de faciès. On peut dire que le Sénonien gréseux de Nalzen tout comme le grès de Celles, est caractérisé par le grenat avec des variations locales ; celui du Dreuilhe est particulièrement riche en zircon. Nous avons vu à propos de la faune des variations notables dans le détail desquelles nous ne reviendrons pas. En gros, floraison de la microfaune dans le Campanien terminal de Nalzen avec encore abondance de formes pélagiques au Pech de Foix, développement de formes benthoniques typiques et, dans le Dreuilhe, faune naine ayant tous les caractères d'une faune vivant en milieu fermé et dans

Tableau exprimant la composition minéralogique des sédiments crétacés
de la bordure centrale nord-pyrénéenne.

Symboles : + présence, ++ assez commun, +++ abondant.

	Andalousite	Stauréolite	Disthène	Sillimanite	Grenat	Chlorite	Hornblende	Epidote	Brookite	Analcime	Rutile	Biotite	Muscovite	Tourmaline	Zircon	Apatite	Glaucome	Dolomite
ALBIEN					+						+	+	+	++	++	+	++	+
	Coupe de base...				+									++	++		++	+
	N. PECH DE FOIX...	+				+								++	++		++	+
CÉNOMANIE	Pierre Lys.....													++	++			
	Coupe de base...				+				+	+	+	++		++	++	+		++
	Corbières.....	+			++							+		++	++	++	+	+
	Plantaurel.....				+	+	++				+	+		++	++	+		+
	Z. de CAMARADE...											+		++	++			++
	Oust.....										+			++	++			++

MAESTRICHTIEN		SÉNONIEN (MAESTRICHTIEN exclus)		TUR
CORBIÈRES.....	+	+	+	+
DREUILHE.....	+	+	+	+
PECH DE FOIX.....	+	+	+	+
PLANTAUREL.....	+	+	+	+
N. CAMARADE.....	+	+	+	+
CORBIÈRES.....	+	+	+	+
DREUILHE.....	+	+	+	+
PECH DE FOIX.....	+	+	+	+
PLANTAUREL.....	+	+	+	+
S. de MERICON.....	+	+	+	+
PLANTAUREL.....	+	+	+	+
CORBIÈRES.....	+	+	+	+
O. PECH DE FOIX.....	+	+	+	+
CLUSE DE PÉREILLE.....	+	+	+	+
DREUILHE.....	+	+	+	+
Lambeau de Bastié.....	+	+	+	+
O. B ⁱⁿ de NALZEN.....	+	+	+	+
Coupe de base.....	+	+	+	+
CORBIÈRES.....	+	+	+	+

laquelle certains Rotalidés benthoniques ont une extraordinaire longévité contrairement à ce qui se passe dans les zones I et II où ils constituent au contraire, en raison même de la rapidité de leurs variations, d'excellents repères.

On peut dire que le Maestrichtien, très homogène dans son ensemble, est caractérisé par ses éléments métamorphiques, plus particulièrement par la staurotide; la proportion du zircon qui résulte d'un triage initial du matériel va croissant vers l'Ouest, soulignant le passage à des faciès marins francs.

C'est un complexe d'origine essentiellement terrigène ou la microfaune sous-jacente peut se trouver remaniée.

Dans quelle mesure tous ces matériaux portent-ils l'empreinte de leur origine?

Le matériel et le problème de son origine.

On constate dans l'ensemble, qu'il y a enrichissement en minéraux lourds en montant dans la série, avec apports d'éléments métamorphiques. A première vue, ce fait peut sembler surprenant. On s'attendrait plutôt à ce que l'érosion ait entamé d'abord l'enveloppe métamorphique puis ait atteint seulement ensuite le granite.

On peut essayer de se représenter ce qu'a pu être l'enchaînement complexe de la tectonique, de l'érosion et de la sédimentation à la lumière des résultats lithologiques obtenus suivant le schéma ci-dessous :

A un stade immédiatement antérieur aux plissements antécénomaniens on peut admettre que le socle des massifs (granite, terrains cristallophylliens, terrains primaires plissés) est encore recouvert, au moins partiellement, par les dépôts du Permo-Trias, du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur.

Une phase de plissement, antécénomaniennne, ondule cette couverture, phase qui se prolonge dans le Cénomanienn. Il y a alors surrection d'une cordillère, qui s'éboule sous les eaux au fur et à mesure de sa formation accompagnée du remaniement local de ce matériel (minéraux d'origine granitique et dolomie du Jurassique moyen).

L'importance des éléments granitiques dans le Cénomanienn pourrait s'expliquer par une montée de granite syntectonique, antécénomanienn, mais on ne possède aucune preuve de ce phénomène. Il paraît plus probable que ces minéraux granitiques viennent en seconde main du granite hercynienn ou posthercynienn après être passés par un stade sédimentaire au Permo-Trias,

époque à laquelle ce granite a été érodé. (On peut remarquer, en effet, que le Cénomaniens et le Permo-Trias des Corbières se ressemblent minéralogiquement.)

Les sédiments antérieurs, et partiellement les terrains métamorphiques, sont érodés au Turonien et au Sénonien, leurs minéraux fins ou légers entraînés au large, tandis que les minéraux fragiles ne subsistent pas.

Au Maestrichtien, l'enveloppe sédimentaire de terrains anciens est encore fortement décapée, et de larges surfaces de terrains métamorphiques mises à nu et attaquées par l'érosion.

Si l'on entre dans le détail des trois zones, on peut chercher à y préciser davantage les conditions de leur sédimentation, en même temps que les rapports de ces zones entre elles et avec les régions voisines.

Nous envisagerons d'abord les possibilités de relations qui ont pu exister entre le bassin de Nalzen et la fosse du Dreuilhe. Nous avons souligné à plusieurs reprises leurs différences minéralogiques tenant au classement du matériel : sédiments fins au Dreuilhe ne contenant que des éléments ayant pu flotter dans des eaux boueuses (minéraux plats, micas, chlorite ou de petite taille comme le zircon). Les éléments grossiers, tels le grenat, si abondant dans le bassin de Nalzen, sont restés en arrière.

Mêmes constatations en ce qui concerne la faune petite et mal individualisée au Dreuilhe, les formes de taille normale, spécifiquement différenciées étant restées sur le seuil de la plateforme continentale adossée aux reliefs émergés, au delà de quoi, vers le Nord, se sont accumulés au large tous les dépôts de calibre fin.

Nous avons constaté pendant tout le Crétacé, que la zone I, à laquelle correspond l'actuel Pech de Foix, a toujours fonctionné comme un haut fond soumis dès l'Albien à un régime littoral instable et sur lequel les couches sont beaucoup moins épaisses¹.

Comment ce haut fond se prolonge-t-il vers l'Est ? La tectonique actuelle laisse le champ ouvert à plusieurs hypothèses :

Son prolongement se trouve-t-il sur l'axe du Dreuilhe ?

Disparaît-il complètement et rapidement à l'Est suivant le mouvement général d'ennoyage du massif ancien du Saint-Barthélemy ?

1. Nous rappellerons que le Crétacé supérieur dépasse 1.900 m dans la zone II, que dans la zone III, les seuls dépôts traversés par le sondage, dans le Maestrichtien et le Sénonien, atteignent au minimum 1.500 m et que la totalité du Crétacé supérieur ne dépasse pas 426 m dans la zone II.

Se prolonge-t-il sous le synclinal tertiaire actuel de Saint-Jean-d'Aiguesvives ?

Dans la première hypothèse on devrait trouver au Dreuilhe, des faciès du Crétacé supérieur assez grossiers, équivalents de ceux de la zone II ; c'est le contraire qu'on y observe.

Dans le deuxième cas, ce haut fond disparaissant, il y aurait eu communication facile entre les zones I et III.

Dans la troisième hypothèse, le haut fond se prolongeant à l'Est, séparerait deux fosses correspondant : l'une à un sillon épi-continental (zone I au Sud), l'autre à une avant-fosse (zone III au Nord) laquelle a pris naissance en avant de la plate-forme continentale. Ceci expliquerait que seuls les sédiments fins qui se sont accumulés dans la zone III, aient pu franchir ce seuil par flottage, les éléments grossiers restant au Sud dans la zone I.

Cette dernière hypothèse semble donc confirmée par les faits qui ressortent de la double étude minéralogique et paléontologique.

Schéma de la sédimentation dans les trois zones (voir pl. XIII). — Nous envisagerons maintenant le mécanisme de la sédimentation tel qu'il apparaît à la lumière de l'étude des sédiments que nous venons de faire.

La coupe schématique établie en tenant compte des épaisseurs mesurées, et en rétablissant les couches dans leur position originelle suivant des pendages moyens calculés, montre nettement que le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen correspond à une série de comblements, effectués périodiquement jusqu'au Campanien supérieur avec apparition de récifs au sommet de chaque stade de comblement, récifs rejetés vers le Nord par de nouveaux apports terrigènes venant du Sud.

C'est au Cénomanien que le phénomène s'annonce par l'accumulation d'énormes blocs exotiques dont le faciès est tout à fait analogue à celui du Wildflysch alpin¹ et qui correspond à des formations accompagnant la surrection de la cordillère sur l'emplacement de l'actuel Saint-Barthélemy. Des formations d'origine organiques peu importantes apparaissent vers le sommet (récif de Péchiquelle). A partir de ce moment la sédimentation est tout entière commandée par les conditions morphologiques imprimées par les reliefs insulaires existant et résultant du soulèvement d'anciens socles continentaux. D'abord enfouissement du bassin suivi du retour de la sédimentation détritique

1. M. LUGNON. Sur l'origine des blocs exotiques du flysch préalpin. a) *Ecl. géol. helv.* vol., XIV, p. 217, 221, 1916. b) *in Réunion. Extr. S. G. F. dans les Pyrénées. C. R. somm.*, fasc. 13, p. 218, 1928.

qui dépose dans des conditions beaucoup plus continues les grès de Celles. La fin du comblement est marquée par un nouveau récif : récif calcaire de Morenci avec intercalations marneuses et apports marins correspondant à l'apparition de faunes cryptogènes.

La sédimentation terrigène reprend au Sénonien avec les grès supérieurs et des marnes à faciès flysch typique. Il y a là apparemment continuité dans la sédimentation soulignée entre autres par la grande parenté minéralogique du Cénomano-Turonien (grès de Celles) et du Campanien (grès supérieurs). Vers la fin du comblement, au Campanien, le bassin est transformé en une sorte de plate-forme littorale sur laquelle se déposent des marnes à Foraminifères. A ce moment il y avait communication vers l'Est avec la région des Corbières, communication mise en évidence par la migration des faunes. Un dernier épisode calcaire (calcaire de Benaix) montre combien le milieu était peu profond ; il est suivi encore d'une sédimentation marno-sableuse qui marque définitivement la fin du remplissage du sillon, de sorte que les nouveaux apports détritiques qui alimentent les grès d'Alet se déversent encore plus au Nord, sur l'emplacement de la zone III. On peut tracer approximativement le rivage méridional maestrichtien par une ligne qui passerait par l'extrémité orientale du Pech de Foix et le bord sud de l'actuel synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives. Les conditions bathymétriques ont alors grandement changé, le sillon comblé aboutit à une plate-forme, échancrée d'estuaires, sur laquelle s'accumulent alluvions et sables ayant donné des grès avec quelques intercalations argileuses parfois importantes. Cette dernière phase marque une nouvelle pulsation tectonique de la Cordillère.

Ce bassin amorcé au Cénomaniens, à l'intérieur d'une plate-forme marginale, est caractérisé par l'alternance de dépôts terrigènes et coralligènes intriqués l'un dans l'autre. Le Pech de Foix se situerait sur le bord de cette plate-forme marginale réduite dont certains points constitueraient des points hauts, cette plate-forme aboutit à un talus maritime qui limite au Sud le Dreuilhe.

Ce dernier élément pourrait correspondre à un bassin allongé à fond océanique plat plus ou moins profond, résultant lui-même du jeu vertical du socle continental.

Dans tous ces résultats il entre cependant une grande part d'hypothèse, les conditions topographiques et climatiques qui ont accompagné l'évolution morphologique dans le temps nous échappant complètement.

SECONDE NOTE
SUR LA BASE DU BAJOCIEN SUPÉRIEUR
DES ENVIRONS DE NANCY

PAR P. Maubeuge¹.

Dans une note précédente², j'ai été amené à conclure que, jusqu'à nouvelles découvertes, la zone à *Strenoceras niortense* ne pouvait être délimitée avec une certitude absolue à la base et au sommet de l'oolithe de Maxéville ou Bâlin. Cette formation repose sur des marnes et marno-calcaires à *Liostrea acuminata* Sow. et supporte une assise semblable avec, comme fossile courant, également *Liostrea acuminata*. J'ai cependant admis comme horizon représentant la zone à *Strenoceras niortense* : les marnes inférieures à *Liostrea* — y compris les deux mètres de l'oolithe terreuse qui leur est inférieure — l'oolithe de Maxéville, et le petit niveau marno-calcaire supérieur très réduit. Cette assimilation est justifiée à mes yeux par un ensemble de faits qui font l'objet de cette seconde note.

L'examen des affleurements ayant fourni aux anciens géologues et collectionneurs lorrains de rares *Strenoceras*, à savoir : le talus de la route Jean Lebrun (en Forêt de Haye, au sud des Fonds de Toul) et la carrière du Haut du Lièvre près de Maxéville, permet de noter les particularités que voici. En bordure de la route Jean Lebrun on relève la coupe ci-contre, complétée par celle observable dans une petite carrière située tout près de là, vers la remontée du vallon sec, en direction de la route de Toul (côté droit).

A aucun endroit aux environs (on se trouve là en pleine forêt), je n'ai pu reconnaître de traces d'affleurements anciens dans les sous-bois. On peut donc être à peu près certain qu'à cet endroit l'oolithe blanche de Maxéville n'est pas abordable dans sa partie moyenne et à plus forte raison dans sa base. Les deux *Strenoceras latisulcatum* recueillis ne peuvent guère provenir que des couches 2 ou 3 de la coupe précédente.

1. Note présentée à la séance du 8 novembre 1943.

2. P. MAUBEUGE. La base du Bajocien supérieur des environs de Nancy. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 12, 21 juin 1943. Les observations présentées dans ces deux notes ne sont que le préliminaire d'un travail d'ensemble sur la stratigraphie et la paléontologie du Bajocien lorrain.

Petite Carrière.	5) 4 m environ de calcaire oolithique compact, légèrement terreux, peu fossilifère : <i>Brachiopodes</i> , <i>Echinobrissus</i> sp., <i>Holctypus depressus</i> LESKE, <i>Clypeus</i> sp., <i>Plagiostoma Hippona</i> D'ORB., <i>Comptonectes lens</i> Sow., <i>Limatula gibbosa</i> Sow., <i>Chlamys</i> sp., <i>Pholadomya Murchisoni</i> Sow.
Couches non visibles.	4) 2 m au maximum de calcaire oolithique.
	3) Environ 1 m 50 de calcaires oolithiques jaunâtres compacts et marno-calcaires peu fossilifères.
	2) Environ 5 cm de marno-calcaires rougeâtres avec nombreux débris coquilliers.
Bordure de la route.	A) « Banc-limité ».
	1) Calcaire compact oolithique blanc (oolithe de Maxéville).
Petite Carrière.	

A la carrière du Haut du Lièvre, au SW de Maxéville, située à environ 2 km de l'immense carrière Solvay, ainsi que dans cette dernière, près des bâtiments de concassage, on peut atteindre le niveau inférieur à *Liostrea acuminata* ; c'est ce qu'indique la coupe suivante de la carrière du Haut du Lièvre.

- 4) Marno-calcaire ocre : affleurements dans l'angle NW de la carrière, 1 m environ.
- 3) Calcaire oolithique compact à ciment fin et calcaire oolithique terreux jaune ocre, 2 m environ.
- 2) Niveau marno-calcaire inconstant dans la carrière.
 - A) « Banc-limité », visible sur une grande surface dans la partie sud de la carrière.
- 1) Calcaires oolithiques blanchâtres très fins compacts. Au sommet, lentilles de calcaire saccharoïde et de Polypiers. Vers la base le calcaire oolithique est moins compact. 12 à 14 m visibles.

Dans le fond de cette carrière qui est une sorte de puits sans plan d'accès, existe une cheminée actuellement inabordable, par laquelle on précipite dans les galeries de mines la castine qui sort ainsi à flanc de coteau avec le minerai. Cette cheminée était,

antérieurement à l'existence de la carrière, un conduit d'aération des galeries et ne permettait donc d'aborder à la surface du plateau que les couches 3, 2 et 1, partie supérieure, de ma coupe ; c'est ce qu'exprime Bleicher dans son guide, où il s'étend sur ce gîte fossilifère¹ qui avait fourni, au moment où il écrivait, plus de 70 espèces de fossiles dont *Garantia longoviciensis* STEIN. Postérieurement ce même gîte fournissait deux *Strenoceras niortense* (Coll. Bleicher, Coll. Gaiffe) et un *Strenoceras latisulcatum* BENTZ (Coll. Gaiffe) conservés dans les collections de l'Institut de Géologie de Nancy. C'est au contact de la couche marneuse et dans les calcaires oolithiques terreux sous-jacents que les fossiles ont été recueillis, et peuvent encore être recueillis.

L'absence de gangue adhérente aux deux *Strenoceras* conservés à l'Institut de Géologie de Nancy ne permettait pas de préciser si les Ammonites du niveau inférieur étaient cantonnées dans les marnes. Il ne paraît pas qu'il en soit ainsi.

J'ai recueilli, en effet, *Strenoceras niortense* dans la tranchée du nouvel autostrade en Forêt de Haye, parmi des blocs de l'oolithe terreuse inférieure aux marnes (affleurement à hauteur de Maxéville, le troisième depuis la route de Toul).

Cette pièce est d'une conservation admirable, qui rivalise avec celle des autres fossiles récoltés dans cet affleurement. D'un diamètre de 30 mm, la coquille est ornée de côtes minces, tranchantes, non déjetées en arrière, portant sur les flancs une rangée de tubercules ; la carène porte de part et d'autre de la dépression médiane, une rangée de lamelles, lesquelles, le plus souvent par paires, rejoignent les tubercules latéraux. La comparaison du rapport de l'épaisseur au diamètre, avec celui fourni par le type de d'Orbigny, montre que cette pièce est notablement plus trapue. La cloison présente aussi d'importantes différences avec les cloisons données pour l'espèce. Cet ensemble de caractères anormaux ne m'auraient pas fait donner le nom de *Strenoceras niortense* à cette pièce, si je n'avais pas trouvé dans le magistral ouvrage de W. J. Arkell : *The Jurassic System in Great Britain*, à la planche XXXIV, p. 607, une figure très ressemblante rapportée par l'auteur à l'espèce de d'Orbigny. La seule différence que je relève entre cette figure et mon échantillon, consiste en ce que l'épaisseur du spécimen lorrain est un peu plus forte, pour une taille plus faible, vis-à-vis de la pièce figurée ; par suite les lamelles semblent plus serrées. Je conserve des doutes sur une détermination spécifique rigoureuse de ce *Strenoceras* tant

1. Guide du Géologue en Lorraine, p. 18, 1887, Berger-Levrault, Nancy-Paris.

qu'il ne me sera pas possible de reprendre l'étude de mon échantillon et de celui de W. J. Arkell. De toute façon, cet animal est de l'épibole *niortensis* et définit l'héméra *niortensis*, du moins dans le Dorset et nos régions.

Je rappelle que Schmidtil et Krumbeck¹ donnent comme association de formes pour le Dogger du NW et du Sud de l'Allemagne : « Unten Subfurcaten-Schichten » : *Garantia baculata* QUENST., *Strenoceras subfurcatum* ZIET., *Str. hajocense* DEFR., *Str. latidorsatum* BENTZ, *Str. robustum* BENTZ, *Str. niortense* D'ORB., *Str. oolithicum* BENTZ, *Praeparkinsonia garantiformis* SCH. und KRUM., *Praep. subprotracta* SCH. und KRUM., *Praep. subbaculata* SCH. und KRUM. C'est l'épibole *niortensis* immédiatement au-dessus de l'épibole *leptosphinctes* reconnue par Wetzel et Bentz (« Leptosphincten-Schichten ») dans le NW de l'Allemagne.

Aux environs de Nancy, l'épibole *niortensis* renferme les genres² : *Strenoceras*, qui y semble bien étroitement cantonné (*Str. latisulcatum* QU., *Str. niortense* D'ORB.), *Praeparkinsonia* (*Praep. garantiformis* SCH. und KRUM.) *Spathia* (*S. Martinsi* D'ORB., *S. pseudomartinsi* SIEM. et formes affines), *Stepheoceras* (*Steph. sp.*), *Bigotites* (*Big. sp.*), *Lytoceras* (*Lyt. eudesianus* D'ORB.), et enfin, le genre *Garantia* (*Garantia* du groupe de *Garanti*, sans que l'espèce typique de *Garantia garanti* D'ORB. y ait été recueillie, *G. longoviciensis* STEINM., *G. inflata* BENTZ, *G. baculata* QU.). Un fort médiocre et unique fragment d'échantillon que je ne puis guère rapporter qu'au genre *Leptosphinctes* BUCKMAN (dont le professeur F. Roman fait une division du genre *Spathia* SCHINDELWOLF) semblerait indiquer que ce genre existerait également dans l'épibole.

J'ai recueilli cette pièce dans un affleurement où aucun *Strenoceras* n'a été récolté jusqu'ici, il est donc difficile de vouloir placer dans nos régions une épibole *leptosphinctes* et reconnaître si elle y est individualisée. Il est à remarquer d'ailleurs que le Dr Spath ne distingue qu'une héméra *niortensis* qui réunit les 3 héméras de Buckman : *leptosphinctes*, *niortensis*, *umbilicata*, ce qui semble plus exact. *Parkinsonia subarietis* WETZEL et formes affines m'ont été livrées dans plusieurs affleurements où je n'ai pu reconnaître si ces formes sont uniquement dans l'épibole *garanti* ou déjà dans l'épibole *niortensis* : dans ce second cas, il

1. E. SCHMIDTIL und L. KRUMBECK. Über die Parkinsonien Schichten Nord-bayerns. etc... *Jahrb. der Preuss. Geolog. Landesanstalt*, 1930, Band 51.

2. Toutes les pièces envisagées ne sont nullement rémaniées. Cette liste est la révision, complétée, de celle formulée dans une note précédente ; *G. longoviciensis* et *Lyt. eudesianus* n'existent pas dans la zone à *G. Garanti*.

y aurait là une contradiction avec les tables de chronologie hémérale que l'on possède actuellement puisque, d'après elles, l'héméra *niortensis* est d'âge stéphéocératien, l'âge parkinsonien commençant avec l'héméra *garanti*. Mais cette contradiction serait plus apparente que réelle car il ne faut pas oublier que si par définition, ainsi que le fait remarquer P. Roché, le biochron d'une Ammonite indice se confond pratiquement avec une héméra, le biochron d'une famille ne se confond nullement avec l'âge. Je citerai entre autres affleurements posant ce problème celui des anciennes carrières situées près du faubourg de Boudonville, entre la ferme Sainte-Catherine et le bois de Maxéville, non loin du Haut du Lièvre.

Le genre *Apsorroceras* HYATT n'a pas été jusqu'ici signalé dans le Bajocien supérieur de la région nancéenne ni ailleurs en Lorraine. Il y existe cependant car il a été rencontré par le géologue lorrain G. Gardet aux environs de Conflans-en-Jarnisy, à Hatriz, dans la carrière située près du cimetière, dont le niveau est l'oolithe du pseudo-Jaumont, partie supérieure (c.-à-d. sous le niveau à *Parkinsonia* et *Clypeus* de P. Thiery, donc dans l'épibolé *garanti* ¹).

L'échantillon, un petit fragment, est assez médiocrement fossilisé; il semble qu'on pourrait le rapprocher de la pièce figurée à la planche III, fig. 22-22 a, du travail du Professeur F. Roman et du Dr Ch. Pétouraud², que les auteurs rapprochent de *Apsorroceras obliquum* BAUGIER et SAUZÉ. Jusqu'ici le genre *Spiroceras* QU., si abondant avec le genre *Apsorroceras* dans le Ciret du Mont-d'Or lyonnais, n'a pas été rencontré dans le Bajocien supérieur lorrain; ces deux genres appartiennent dans le Ciret, le premier aux héméras *niortensis* et *garanti*, le second à l'héméra *garanti*.

Je tiens à signaler la question suivante que je n'ai pu résoudre faute de fossiles abondants : la sous-zone à *Spathia* que j'avais distinguée dans ma première note doit-elle être confondue entièrement ou partiellement avec la zone à *Strenoceras niortense*, empiète-t-elle sur celle à *Garantia garanti* : autrement dit, le genre *Spathia* est-il cantonné dans l'épibole *niortensis* ? C'est ce que de nouvelles recherches permettront de préciser. Ce problème est posé du fait que la sous-zone à *Spathia Martinsi* n'est pas individualisée puisque j'ai recueilli cette espèce dans

1. D'après la légende de la 2^e édition de la feuille de Metz et les renseignements que m'a fourni M. G. Gardet, avec sa coutumière obligeance.

2. F. ROMAN et CH. PÉTOURAUD. Étude sur la faune du Bajocien supérieur du Mont-d'Or Lyonnais 1927. (Trav. du Labor. de Géol. de la Fac. des Sc. de Lyon.)

la zone à *Strenoceras niortense*, et dans les calcaires oolithiques supérieurs au niveau marno-calcaire coiffant l'oolithe de Maxéville.

C'est donc la présence des genres *Leptosphinctes* (?), *Spathia* (Fonds de Toul, Champ-le-Bœuf et les Quatre-Vents) ainsi que celle de *Strenoceras latisulcatum* (route Jean-Lebrun) qui m'a fait tracer la limite supérieure de la zone au-dessus de l'oolithe de Maxéville ; cette limite n'est pas rigoureusement démontrée puisque la localisation de *Strenoceras latisulcatum* est établie d'après les indications assez vagues d'une étiquette ancienne.

En terminant, j'attirerai l'attention des spécialistes sur la place du Périssphinctidé : *Perissphinctes Martinsi* D'ORB. dans la classification. D'après le traité de l'éminent spécialiste, le Professeur F. ROMAN, on peut établir un tableau ainsi conçu : superfamille des *Perissphinctidae*, sous-famille des *Zigzagiceratinae* BUCK., genre *Spathia* SCHINDELWOLF) 1923, avec, pour génotype, *Amm. Martinsi* D'ORB. On a alors les sous-genres : *Leptosphinctes* BUCK. 1920, type *Lep. leptus* BUCK., *Vermisphinctes* BUCK., 1920, type *Ver. vermiformis* BUCK., *Prorsisphinctes* BUCK., 1921, type *Perissphinctes pseudomartinsi* SIEM.

Caumontisphinctes BUCK., 1920, est un Parkinsonidé et ne figure pas dans le genre.

Dans une étude parue en 1937, que le Professeur Roman n'a pas utilisée, d'après sa bibliographie, les deux ouvrages étant parus presque simultanément, Wetzel¹ donne l'espèce de d'Orbigny comme un *Vermisphinctes* : *Ver. Martinsi*, alors qu'elle est prise précédemment comme génotype de *Spathia*.

Il serait souhaitable de s'entendre là-dessus car Buckman donne *Vermisphinctes* comme un genre indice d'une de ses hémères de l'âge parkinsonien : il y a donc l'hémère *garanti* qui sépare l'hémère *niortensis* (Arkell et Spath), groupant comme je l'ai déjà signalé les 3 divisions de Buckman, de l'hémère *vermisphinctes*. Or les genres *Spathia* et *Prorsisphinctes* (et probablement *Leptosphinctes*) ne se sont pas montrés, dans nos régions ni ailleurs non plus, d'âge parkinsonien. Il serait profitable que ces sous-genres soient remis en étude, car ils sont incomplètement définis, ainsi que le fait remarquer le Professeur Roman.

1. W. WETZEL. Studien zur Paläontologie des Nordwesteuropäischen Bathonien. *Palaeontographica*, Band LXXXVII, Lief. 3-6, 1937. (Le Bathonien des auteurs allemands comprend une partie du Bajocien.) L'orthographe du nom de l'espèce varie suivant les auteurs. Il semble que l'orthographe réelle est *S. Martinsi* (espèce dédiée à Martins).

UNE CARTE DU PLI DE MONTPELLIER ENTRE LA COLOMBIÈRE ET LE SALAISON

PAR **Maurice Dreyfuss**¹.

La deuxième édition de la feuille de Montpellier vient de paraître ; elle avait été donnée à l'impression en 1939, peu après le début des hostilités, qui en avaient interrompu brusquement la révision. Après l'armistice, j'ai effectué quelques levés dans les environs immédiats de Montpellier : j'espérais qu'il pourrait en être tenu compte lors de la correction des épreuves de la feuille, mais les circonstances s'y sont opposées. La présente note a pour but de présenter la carte d'une région où mes observations ont entraîné des modifications assez importantes aux tracés de la feuille géologique : il s'agit de la partie du « pli de Montpellier » située entre les carrières de la Colombière, sur la route de Montpellier à Ganges, et la vallée du Salaison, près du Crès.

Avant de passer au commentaire de ma carte, je crois bon d'indiquer que la plus grande partie de sa moitié ouest a été levée à l'échelle du 1/10.000^e sur le plan directeur des environs de Montpellier. Pour le reste, je n'ai pas disposé de cartes à une échelle supérieure au 1/50.000^e.

Comme on le sait depuis longtemps, le noyau du pli de Montpellier est occupé, près de Castelnau-le-Lez, par des calcaires gréseux foncés à *Cancellophycus* contenant de très rares Bélemnites : ce niveau, daté près de Murviel-lès-Montpellier par *Hyperlioceras* cf. *subdiscoideum*², doit être considéré comme appartenant à l'Aalénien supérieur.

L'absence bien connue de l'Oxfordien et de l'Argovien dans la coupe de la vallée du Lez s'explique aisément par un accident longitudinal de type écaillé, prolongement probable de celui que j'ai noté sur la feuille de Montpellier (2^e éd.) à l'E de Bel-Air³.

Le compartiment situé au Sud de cette faille est essentiellement constitué par du Bajocien (calcaires à chailles à la base, et

1. Note présentée à la séance du 8 novembre 1943.

2. Cf. Bull. Serv. Carte géol. de Fr., Bull. n° 197, p. 173, 1938.

3. J'ai signalé cette écaillé in : Contribution à l'étude de quelques problèmes géographiques dans la région montpelliéraine. Bull. Soc. Languedocienne de Géogr., 2^e série, t. XII, p. 5, 1941.

calcaires en plaquettes, verticaux ou plongeant au Sud) ; quelques lambeaux étirés de calcaires plus compacts et de dolomie représentent sans doute tout ou partie du Bathonien.

Au Nord de l'accident affleure une bande de Jurassique supérieur. De la Colombière à la vallée du Lez, les couches sont passablement bouleversées, et très généralement renversées (plongements sud) ; à l'Est du Lez, des calcaires en bancs bien réglés, antéolithoniques, s'étalent largement, et sont même percés au Nord du Crès par un petit dôme montrant de l'Argovien et de la dolomie bathonienne.

La bande de Jurassique supérieur dont il vient d'être question est séparée du Crétacé par la faille de Navitau, déjà indiquée sur la première édition de la feuille de Montpellier : dans la partie orientale de la région étudiée, elle se marque par un étirement plus ou moins complet du Tithonique et des couches de base du Crétacé ; à l'Ouest du Lez, l'étirement est beaucoup moins important ; je pense que le lambeau d'Helvétien reconnu lors du percement d'un tunnel sous la crête de Lavalette¹ et dont on n'a pu préciser les relations avec les calcaires encaissants, jalonne peut-être la faille de Navitau. Je n'en conclus pas *ipso facto* à un étirement post-helvétien, car il peut s'agir seulement d'un paquet de marnes à *Ostrea crassissima* effondré dans une cassure ou un gouffre situé sur la faille.

La bande d'Infracrétacé située entre la faille de Navitau et l'Éocène inférieur est affectée de plusieurs replis :

A 800 m environ au Nord de Navitau, à l'Est du Martinet, des ravins creusés dans les « calcaires bicolores » permettent d'observer un axe anticlinal très net, au Sud-Ouest duquel apparaît, sous les tufs du Martinet, un lambeau d'Éocène inférieur pincé en synclinal. Ces deux plis principaux se poursuivent vers l'Est jusqu'à la vallée du Salaison ; mais une faille longitudinale, passant près de la cote 79, donne à cette extrémité de la crête calcaire une fausse allure de recouvrement. Vers l'Ouest, sur la rive droite du Lez, l'axe du synclinal se perd en hauteur, et l'anticlinal semble s'ennoyer sous les alluvions.

Succédant vers le Nord aux longs replis précédents, deux accidents beaucoup plus courts sont localisés à proximité immédiate du Lez : un brachyanticlinal de calcaires crétacés surgit à l'extrémité orientale de l'affleurement de tufs quaternaires du Gasconnet et se développe sur 1 km de longueur environ sur la rive gauche du Lez. Entre ce pli et l'anticlinal du Martinet, dans

1. Cet Helvétien est marqué sur la 2^e édition de la feuille de Montpellier.

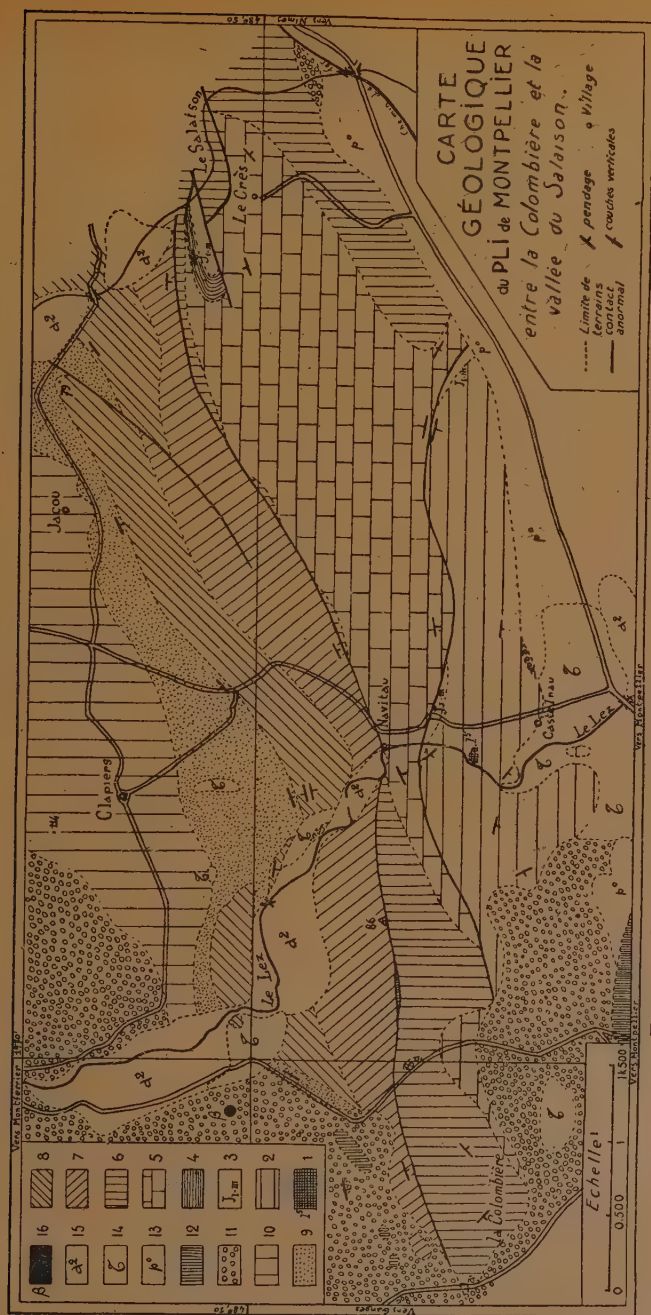


FIG. 4. — Carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison.

1, couches à *Cancellophycus* de l'Alénoien supérieur; 2, Bajocien; 3, Bathonien; 4, Callovo-Oxfordien; 5, Calcaires du Jurassique supérieur (Séquanien-Kimmeridgien); 6, Tithonique; 7, Néocomien marneux; 8, Néocomien calcaire; 9, Éocène inférieur; 10, Lutétien; 11, poudingues de l'Éocène supérieur; 12, Miocène; 13, sables de Montpellier (pliocènes); 14, tufs quaternaires; 15, alluvions récentes; 16, tufs basaltiques.

un sentier situé immédiatement au Nord du pont de Lavalette, l'Éocène inférieur forme le noyau d'un synclinal pincé, doublement déversé.

De la vallée du Lez à celle du Salaison, la base de l'Éocène est représentée par les dépôts détritiques quartzeux, connus depuis longtemps ainsi que leurs gros pisolithes calcaires. Cette formation, concordante en apparence sur le Crétacé, repose sur la surface corrodée et rubéfiée des calcaires néocomiens : des fragments de cette surface sont bien conservés au Sud-Est de Clapiers et de la cote 79 ; sauf en ces deux points, où il y a des pendages au Nord-Ouest, les couches sont verticales, ou même plus souvent renversées, avec des plongements au Sud-Est.

A l'Ouest du Lez, le long de la route de Montpellier à Montferrier, les couches de l'Éocène inférieur sont verticales avec une direction NE-SW : il paraît donc y avoir discordance angulaire entre elles et le Crétacé, dont les bancs sont orientés à une trentaine de degrés de la direction précédente.

Enfin, dans un ravin situé à 400 m environ de la route dont il vient d'être question (exactement sous les lettres *ro* de *Vigaroux* sur la carte de l'État-Major), j'ai découvert un petit affleurement d'Éocène inférieur, pointant sous les formations transgressives plus récentes. Ces dernières sont représentées essentiellement par les poudingues calcaires habituellement considérés comme bartoniens ; leur extension est considérable ; ils s'étendent non seulement sur le flanc nord du pli de Montpellier, mais encore sur son flanc méridional, où ils ont été confondus avec l'Éocène inférieur : l'affleurement continu des poudingues, à l'Ouest de la Colombière et quelques lambeaux le long de la route de Monferrier permettent de rattacher les affleurements méridionaux à ceux situés plus au Nord. Les mêmes formations détritiques doivent se poursuivre vers l'Est sous le Pliocène, ainsi qu'en témoignent deux affleurements situés à la limite du Jurassique et des sables de Montpellier, l'un au S-E du Crès, l'autre à 300 m à l'E de l'église de Castelnau-le-Lez.

Ainsi, la région axiale du pli de Montpellier se présente-t-elle au Nord de Castelnau-le-Lez comme coupée par une écaille faisant légèrement chevaucher un compartiment méridional de Jurassique moyen sur une bande de Jurassique supérieur.

Le Crétacé situé au Nord de la faille d'étirement de Navitau est affecté de plusieurs replis.

NOTE SUR LA CRAIE DU DÉPARTEMENT DE L'AUBE.

PAR J. Piétrisson de Saint-Aubin¹.

La craie de l'Aube n'est connue que d'une façon générale, et les auteurs qui s'y sont intéressés n'ont pu l'étudier en détail. Tandis que certains niveaux restaient entièrement ignorés, d'autres étaient étudiés avec des généralisations abusives; de sorte qu'il y a lieu aujourd'hui de réviser et de préciser.

CÉNOMANIEN.

Cet étage n'est guère connu que par les travaux de Péron. Ce géologue a pratiqué au-dessus des marnes de Brienne des subdivisions bien connues : craie marneuse à Ammonites de Laubressel ; craie massive à Spongiaires et Échinides de Saint-Parres-aux-Tertres ; craie sèche en plaquettes à *Scaphites aequalis*. Ces subdivisions, étudiées seulement aux environs de Troyes, ont été arbitrairement étendues à tout le département de l'Aube. Le choix des localités ci-dessus rappelées pour les désigner n'est pas heureux, car, aussi bien à Saint-Parres qu'à Laubressel on a affaire à des faciès exceptionnels qui en aucune façon ne peuvent servir de types.

A) **Craie à Ammonites.** — Dans la région voisine de l'Yonne, ce niveau est représenté par une craie dure à silex blancs fondus dans la roche ; mais à partir d'Auxon, et de là jusqu'à la région de Rouilly-Saint-Loup, il consiste en bancs durs sans silex, avec Spongiaires, Échinides et Céphalopodes, séparés par des lits de marne feuilletés. Nous avons en 1926 décrit le gisement de Rouilly-Saint-Loup, mais en le considérant à tort comme exceptionnel. Parmi une faune extrêmement riche, il faut insister sur l'abondance et la variété des Échinides, qu'on croyait cantonnés dans la craie massive du niveau supérieur.

Les marnes augmentent vers l'Est aux dépens des couches à Spongiaires ; celles-ci ne sont plus qu'à peine représentées à

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

Laubressel. La craie de cette localité est presque exclusivement marneuse, mais encore remplie d'Ammonites; c'est un faciès de transition. Plus à l'Est encore, dans la région de Piney, il n'y a plus que des marnes et des calcaires marneux présentant une faune très pauvre. Les Céphalopodes sont devenus très rares, et on ne rencontre plus que des Bivalves d'espèces banales avec quelques Brachiopodes. C'est le régime des marnes de Brienne qui continue, la prédominance de l'élément calcaire seule permettant de distinguer les deux formations.

Dans la vallée de l'Aube, à Chalette, à Bétignicourt, et au delà vers Montmorency, la même formation se poursuit. Son épaisseur diminue; elle forme le flanc de la falaise de craie qui règne de l'Aube à la Marne par Rosnay, Chavanges et Margerie. On n'y trouve que fort peu de fossiles, et en particulier d'Ammonites.

B) Craie massive à Spongiaires et Échinides. — Ce niveau est très peu caractérisé en dehors des environs de Troyes. La craie bien connue de Saint-Parres n'en constitue pas le type, mais l'exception; l'exploitation a fait disparaître les couches à *Peronella osrae* et à Échinides qui avaient rendu cette localité célèbre. La plupart du temps, on n'observe qu'une craie compacte, sèche, à peu près sans fossiles, en bancs séparés par des lits marneux, mais çà et là, figurent des zones locales plus riches: à Saint-Pouange, un niveau à Céphalopodes, Gastéropodes et Échinides; à Bouranton, une couche pétrie de débris d'Échinides parmi lesquels nous croyons reconnaître *Cidaris dissimilis* et des radioles de *Gauthieria radiata*.

Vers le SW, à partir de Bouilly-Villery, cette craie massive passe à des plaquettes marneuses à peu près stériles qui correspondent bien mieux à la craie supérieure de l'Yonne (Neuvy-Sautour) qu'à celles de Saint-Parres. Au contraire, en direction NE, le régime massif se poursuit; on le retrouve à Longsols et Auzon-les-Marais. Dans cette dernière localité et à Thenne-lières, la partie supérieure est très riche en *Acanthoceras* de grande taille.

À l'Est de l'Aube, la craie marneuse dite à Ammonites est surmontée par une formation de craie marno-compacte pétrie de gros nodules, en bancs séparés par des lits de marne verdâtre. Ces bancs noduleux forment le sommet de la falaise de craie Aube-Marne; l'étude en est facile dans le canton de Chavanges où ils sont fréquemment exploités; mais leur faune étant d'une pauvreté extrême, leur niveau véritable est un peu énigmatique.

C'est à tort, selon nous, que la carte géologique détaillée (feuille d'Arcis-sur-Aube) les rattache au Turonien ; nous y reviendrons plus loin. A Braux, une craie compacte, non marneuse et sans fossiles nous paraît encore à rattacher au Cénomanién.

C) Craie sèche à *Scaphites aequalis*. — Cette subdivision nous apparaît comme sans valeur, même locale. Les auteurs, qui ne l'ont signalée qu'autour de Troyes, la justifiaient 1° par sa composition en plaquettes non marneuses ; or, ce n'est là que la continuation de la craie supérieure de Neuvy-Sautour, Montigny, Villery ; 2° par sa faune riche en Céphalopodes, alors que la craie massive sous-jacente n'en contiendrait pas : nous avons indiqué que cette observation n'était pas exacte ; 3° par la présence de *Holaster trecensis* ; or, selon M. Hoffstetter, cette espèce n'est pas caractéristique et se trouverait déjà dans la craie massive. Quoi qu'il en soit, il faut signaler la présence de ce niveau dans la vallée de l'Aube, où on le retrouve à Molins.

TURONIEN.

Le Turonien avec ses zones classiques à *Inoceramus labiatus* et à *Micraster Leskei* est beaucoup mieux connu dans l'Aube que le Cénomanién, tout au moins en ce qui concerne le Pays d'Othe et la région troyenne. Nous n'ajouterons qu'une remarque aux travaux de nos devanciers : la zone A constitue dans toute la moitié occidentale du département un repère excellent de craie à nodules ferrugineux, avec de grands *I. labiatus* et *Pachydiscus peramplus*.

Dans la région à l'Est de la Seine, l'interprétation devient difficile à cause de l'uniformité des couches. La couche à *M. Leskei* cesse de présenter des silex, sauf en ce qui concerne le niveau E qui la couronne ; ceux-ci constituaient dans le pays d'Othe un repère sans grande valeur, mais commode. De vastes espaces appartiennent à la craie marneuse C à *Terebratulina gracilis*. La zone D prend l'apparence d'une craie marneuse sans silex ; au sommet, le niveau E conserve au contraire les siens ; il affleure très bien caractérisé, dans la vallée de la Seine à Chauchigny, c'est-à-dire sensiblement plus au Nord que ne l'indiquent les études sur cette région.

Des affleurements de la zone F du Sénonien inférieur sont signalés autour de Feuges par M. Rouyer¹, à l'altitude d'environ

1. C. ROUYER. Le Pays d'Othe. *B.S.G.F.*, 1937, 5^e série, p. 45.

200 m. Si ce renseignement est exact, comme il n'en faut pas douter, il y a lieu d'admettre là des épaisseurs anormales de Turonien supérieur : la zone C dans sa partie supérieure est exploitée à 110-115 m à Saint-Benoît-sur-Seine ; en admettant que la zone F, puissante normalement d'une trentaine de mètres, présente à Feuges son sommet, il resterait une épaisseur de 55 m pour C et D, qui ailleurs n'en réclament que 30. Dans la région de Mesnil-Sellières, les bombardements de 1940 ont mis à jour une craie noduleuse riche en Inocérames et Rhynchonelles, avec *Discoides inferus*, *Parasmilia*, qui nous a paru représenter la zone B. Cette craie affleure à l'altitude de 180 m environ, alors qu'à Bouranton le Cénomanién supérieur est à 120-125. Il y a là aussi des épaisseurs anormales, et l'on a l'impression d'une zone anticlinale Mesnil-Sellières-Feuges, parallèle à la dépression de la Seine.

Entre Assencières et Bouy-Luxembourg, la zone C peut être observée à l'altitude de 199 m, et participe sur ce point au régime anticlinal ; mais plus à l'Est, les couches sont en dépression. Leymerie a signalé entre Onjon et Piney une craie qui nous paraît correspondre à celle de Mesnil-Sellières (Statistique de l'Aube, p. 334) ; elle est à environ 150 m. Plus loin encore la zone B est exploitée à 122 m entre Avant-les-Ramerupt et Vericourt, et la zone A à 140 environ à l'Est d'Auzon-les-Marais.

Dans la vallée de la Barbuise, le Turonien supérieur sous forme de craie dure à bandes marneuses s'étale largement ; la grande rareté des fossiles ne permet pas d'y pratiquer de subdivisions, mais au sommet on retrouve à Saint-Étienne la zone E, toujours chargée de silex et riche en *Sternotaxis planus*. Cet ensemble se retrouve sans modifications dans la vallée de l'Aube ; on reconnaît les fossiles du niveau à *Micraster Leskei* à Saint-Nabord et à Ortilon. A la partie supérieure, les silex affectent une zone plus puissante, qu'on retrouve au Sud d'Arcis-sur-Aube et au Chêne. A la partie inférieure on relève un niveau particulièrement riche en *Micraster* à Mesnil-Lettre, Jasseines, etc...

A l'Est de l'Aube, la craie inférieure à Inocérames est reconnaissable à Vaucogne et à Pars-les-Chavanges ; la craie supérieure, dans la partie sud du camp de Mailly, se charge de plus en plus de silex. L'étude de détail est à peu près impossible en raison de la rareté des exploitations et des découverts.

La limite inférieure du Turonien nous paraît avoir été tracée inexactement sur les feuilles de la carte géologique d'Arcis-sur-Aube et de Wassy. Les calcaires noduleux qui forment le sommet de la falaise au-dessus de Rosnay-Chavanges, ci-dessus rapportés

par nous au Cénomanién, y ont été classés comme Turonien inférieur en raison de la présence, à Bétignicourt, de *Terebratulina gracilis*. Si le fait est exact, il ne peut s'agir que d'individus rares et isolés ; or, l'espèce, d'après M. Hoffstetter, débute dans le Cénomanién supérieur ; sa présence ne serait donc pas décisive, et il n'y a pas de raison pour limiter le Cénomanién aux quelques mètres de craie marneuse qui surmontent les marnes de Brienne. Par ailleurs, d'après la légende explicative de la feuille de Wassy, le Turonien débiterait par 20 m de craie blanche friable avec *Actinocamax plenus* abondant ; cette craie serait visible au-dessus de Chavanges, où nous l'avons vainement cherchée. En réalité la limite, marquée par l'apparition d'une craie marneuse riche en Inocérames, semble suivre sensiblement la petite vallée du Ravet par Pars, Braux, Aulnay.

Il est à noter, d'autre part, que les feuilles de Troyes et d'Arcis-sur-Aube ont adopté comme limite supérieure de leur étage C 6 — qui n'est pas le Turonien — la séparation de la craie dite à Inocérames et de la craie à *M. Leskei*.

SÉNONIEN.

Nous nous sommes efforcés de retrouver dans le département de l'Aube les niveaux admis dans le Bassin de Paris d'après les recherches de Lambert et catalogués par lui d'après les lettres F à P ; mais nous devons avouer que les résultats auxquels nous sommes parvenus sont insuffisants.

La zone F est toutefois bien connue dans la région à l'ouest de Troyes depuis les recherches de Peron. Elle occupe de vastes superficies à Montgueux, Messon, Fontvannes, et paraît former en entier le front des collines élevées qui caractérisent cette contrée. La craie à *Micraster decipiens* se présente ensuite dans la vallée de la Vanne : zone G à Estissac, zone H à Villemaur, toutes deux parfaitement reconnaissables et présentant un faciès semblable à celui des localités classiques de l'Yonne.

Vers l'Est, il s'en faut de beaucoup que les résultats soient aussi précis. Les Échinides caractéristiques, qui seuls permettraient d'individualiser les niveaux, paraissent à peu près absents. La zone à *M. decipiens* paraît représentée, dans la région du Pavillon et dans la vallée de la Seine, par une craie sèche où les silex sont très capricieusement répartis et les fossiles à peu près absents. D'importants affleurements existent à Rilly-Sainte-Syre mais ils ne permettent aucune conclusion. Dans toute la région nord du département, c'est-à-dire dans la vallée de l'Aube et

au delà, le Turonien supérieur est de même recouvert par une craie assez dure, non marneuse, en petits bancs où les débris d'Inocérames sont communs, à l'exclusion de tout autre fossile; les silex ont disparu. Rien évidemment ne permet de reconnaître dans cette succession monotone la craie coniacienne plutôt qu'une autre.

La craie santonienne à *Micraster coranguinum* n'est pas d'observation beaucoup plus facile; cependant, les points de repère sont un peu plus nombreux. Au Nord de la vallée de la Vanne, le haut massif Pâlis-Villadin est constitué par une craie sèche très pauvre en fossiles, mais qui pourtant nous a fourni *M. coranguinum*, avec nombreux silex; on la retrouve entre le Pavillon et Échemines, puis dans la vallée de la Seine, entre Vallant-Saint-Georges et Mesgrigny, où elle devient localement beaucoup plus riche et contient abondamment *M. coranguinum*, *Stereocidaris sceptrifera*, *Tylocidaris clavigera*, avec *Echinocorys vulgaris* et de nombreux Spongiaires. L'aspect rappelle tout à fait celui de la zone J aux environs de Sens.

C'est sans certitude que nous attribuons à la zone L une craie dure, fortement siliceuse, à *Echinocorys conicus*, affleurant notamment entre Marigny-le-Châtel et Ossey-les-Trois-Maisons. C'est à partir de ce niveau qu'on trouve fréquemment *Spondylus Dutemplei*, dont l'abondance caractérise le Sénonien supérieur. De beaux affleurements existent à Romilly-sur-Seine, notamment dans la carrière à l'Ouest, près du pont du chemin de fer; une craie peu marneuse à silex y contient communément les plaques de *Marsupites* caractéristiques.

Enfin la craie campanienne affleure dans la partie nord-ouest de l'arrondissement de Nogent-sur-Seine. Cotteau a signalé à Pouy *Offaster pilula*, ce qui semble indiquer la présence de la zone M; celle-ci est en tout cas connue depuis longtemps dans la haute vallée de l'Ardusson, autour de la Fosse Corduan, où Lambert et Vallette ont signalé des fossiles caractéristiques. Dans la vallée de la Seine, à Saint-Hilaire, elle présente une craie un peu noduleuse à silex cariés et *O. pilula*. De mauvais affleurements à Périgny-la-Rose nous paraissent marquer le niveau N; celui-ci est en tout cas bien développé à Courtavant et au Sud de la Seine, à la Louptière-Thénard, Trainel, Bouy-sur-Orvin, où le signale la légende explicative de la feuille de Provins. A Mâcon, une craie très tendre, sans fossiles, affleure à l'altitude de 110 m et nous paraît déjà devoir être rapportée à la zone P.

Celle-ci depuis longtemps est connue le long de la falaise de Brie, à Villenauxe, Montpothier, Saint-Nicolas, Plessis-Mériot.

Lorsqu'elle y prend, au-dessous des argiles tertiaires, tout son développement, on peut y reconnaître en réalité deux niveaux : 1° à la base, craie marno-compacte en gros bancs à Bélemnites, sans *Magas pumilus*, les carrières de Saint-Nicolas fournissent une belle coupe ; 2° au sommet, craie grenue, sèche, amorphe, extraordinairement fragile, à *Magas pumilus*, sans Bélemnites, affleurant notamment entre Plessis-Mériot et Chalaute, et entre Villenauxe et Montpothier.

Il y a tout lieu de penser que la zone P forme aussi les sommets de la rive gauche de la Seine, notamment la côte du Parc de Pont ; mais toute cette région, de Gélannes à Saint-Aubin, est occupée par un puissant dépôt de craie remaniée, et on ne peut rien y reconnaître.

BIBLIOGRAPHIE

- A. LEYMERIE. — Statistique géologique de l'Aube. 1846.
Gustave COTTEAU. — Catalogue raisonné des Échinides fossiles du département de l'Aube. 1865.
A. PERON. — Notes pour servir à l'histoire du terrain de craie. *Bull. Soc. Sc. hist. nat. Yonne*, 1887.
J. LAMBERT. — Étude comparative sur la répartition des Échinides crétacés dans l'Yonne et dans l'Est du Bassin de Paris. *Ibid.*, 1894.
J. LAMBERT. — Souvenirs géologiques sur le Sénonais. *Ibid.*, 1902.
PIÉTRESSON DE SAINT-AUBIN. — Le Cénomanien de Rouilly-Saint-Loup (Aube). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1926.
R. HOFFSTETTER. — Le Cénomanien dans le Sud-Est du Bassin de Paris, 1936.
Camille ROUYER. — Le Pays d'Othe. *Bull. Soc. Géol. France* (5), VII, 1937, p. 35.
-

LE FRONT NORD-PYRÉNÉEN ENTRE LE SALAT ET L'ADOUR ¹

PAR D. Schneegans ET P. Michel ².

Le domaine pyrénéen est séparé de la zone sous-pyrénéenne par une série de chevauchements dont les festons se relayent d'Est en Ouest. L'histoire géologique du *front nord-pyrénéen* montre que ces chevauchements procèdent de l'évolution d'une cordillère dont la surrection est l'œuvre de la phase de plissements anté-cénomaniennne.

Le chevauchement de Betchat-Camarade, rendu classique par les études de L. Bertrand et par les levés détaillés de R. Buxtorf, illustre d'une manière saisissante ce type d'accident.

On reconnaît dans la région de Capvern-les-Bains et de Mauvezin une ligne de chevauchement de même nature qui subit un ennoyage axial à partir de l'abbaye de l'Escaladieu. Un vaste feston prend naissance à quelques kilomètres à l'Est de Bagnères-de-Bigorre, à l'E d'Argelès. Il dessine un arc dont l'avancée principale se trouve à Ossun. L'amplitude de ce chevauchement diminue à son tour en direction de Montaut et de Rébénacq.

Le but de notre étude est de préciser les relations existant entre ces différents festons et, d'une manière plus générale, de décrire la zone de contact entre le domaine pyrénéen et l'avant-pays sub-pyrénéen entre Salies-du-Salat et Ossun.

I. LE FRONT NORD-PYRÉNÉEN SUR LA FEUILLE DE SAINT-GAUDENS.

Dans la région de Salies-du-Salat les levés de L. Bertrand et de R. Buxtorf ont mis en évidence l'existence d'une cordillère frontale dont le noyau primaire entamé par l'érosion a été enfoui sous un épais manteau de brèches. La manière dont ces brèches recouvrent le substratum laisse supposer que l'ancienne topographie de la cordillère n'a pas été nivelée et que l'envahissement de la guirlande insulaire, que devait former cette cordillère au milieu de la mer cénomaniennne, a dû se produire d'une manière

1. Cette publication est faite avec l'autorisation de M. J.-H. de Vries, Directeur de la Régie autonome des Pétroles.

2. Note présentée à la séance du 22 novembre 1943.

soudaine, soustrayant à l'action des vagues les blocs de toutes tailles arrachés aux falaises.

Cette cordillère limitant au N le domaine pyrénéen a joué un rôle essentiel au cours de l'orogénèse pyrénéenne proprement dite, au déclin de l'Éocène. Le chevauchement frontal engendré par ce plissement est particulièrement accusé dans la région de Betchat où le Trias de son flanc inverse a débordé de plus de 2 km sur le synclinal éocène de Cassagne. Le dernier point où le chevauchement se lit avec netteté dans le paysage est situé le long de la route de Montsaunès à Salies-du-Salat.

Les marnes bigarrées à gypse limitées à la base par une brèche chaotique à éléments de toutes tailles, reposent en contact anormal sur les marnes grises à Foraminifères du Flysch néocrétacé, disposées en série inverse ainsi que L. Bertrand l'a nettement figuré sur une de ses coupes¹.

Le prolongement structural de cette ligne de chevauchement est en grande partie recouvert par les alluvions anciennes de la terrasse de 50 m. Nous avons toutefois observé dans le lit des affluents de droite de la Garonne qui entaillent le substratum cénomanien, la continuité du contact anormal. Celle-ci ne nous apparaît plus que sous la forme d'une simple cicatrice de direction EW jalonnée par des blocs-klippes de plusieurs mètres cubes formés de schistes cristallins, de granites et de quartzites paléozoïques, séparant deux compartiments de schistes noirs entrecoupés de microbrèches et de grès du Flysch cénomanien. La dernière coupe dans laquelle on observe cette cicatrice se situe au NW de Figarol dans le bois de Passabet à 300 m en amont du confluent du ruisseau débouchant dans la Garonne au S du l. de Beauchalot. (Carte E.-M.).

Plus à l'Ouest, les alluvions récentes de la Garonne masquent le substratum; toutefois un affleurement de brèche cénomaniennne, au tournant de la route nationale au N de Beauchalot, se place bien sur la prolongation de cette dislocation. Il marque sans doute l'extrémité périclinale du chevauchement de Camarade-Betchat, et, au delà, il semble bien se confirmer que le bâti pyrénéen se relie au monoclinal de Liéoux-Larcen, premier élément structural des Petites-Pyrénées, par des ondulations souples, dont le détail nous est masqué par le revêtement miocène.

Au Sud de Saint-Gaudens on voit réapparaître le substratum des brèches cénomaniennes dans la colline de Bout-du-Puy. Là, la base du Cénomanien est formée par un ensemble de brèches

1. L. BERTRAND. Sur le Trias des environs de Betchat, *B. S. G. F.*, t. XXX, 1930, n° 3-4, fig. 2, coupe 1, page 263.

calcaires contenant des intercalations de calcaires marno-siliceux à restes de végétaux et à *Orbitolina subconca* LEYM., ainsi que des lentilles de calcaires récifaux massifs à Térébratules. Dans la carrière de Valentine, à mi-chemin entre cette localité et Miramont, nous avons observé la coupe suivante :

La même coupe s'observe à 200 m à l'Ouest dans une carrière et la colline du Bout-du-Puy se montre hérissée de crêtes

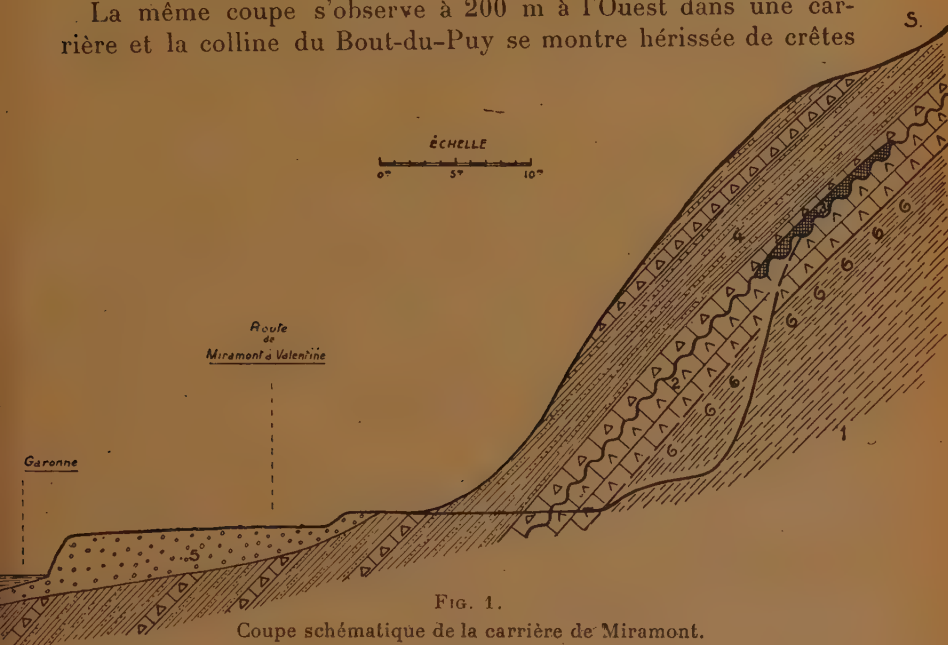


FIG. 1.

Coupe schématique de la carrière de Miramont.

Légende :

1. Marnes à Gryphées de l'Aalénien ;
2. Dolomies bréchiques du Jurassique moyen ;
3. Lignite ;
4. Brèche cénomaniennne passant au Flysch néocrétacé vers le haut ;
5. Terrasse.

rocheuses de dolomies, silicifiées au contact des argiles miopliocènes, et qui apparaissent au milieu des affleurements d'une brèche cénomaniennne à éléments assez fins et très polygéniques. Sur le flanc S de cette colline on voit pointer au milieu du Cénomanien des calcaires à Rudistes aptiens. La discordance du Cénomanien sur un substratum déjà raviné ne fait ici aucun doute, mais on ne relève aucun indice de chevauchement frontal. Les marnes noires entrecoupées de Flysch réapparaissent sur la rive gauche de la Garonne, au pont de Valentine, où elles sont également affectées d'un plongement normal, c'est-à-dire vers le N.

En allant vers l'Ouest, l'élargissement de la plaine de Rivière a entièrement enlevé les dépôts cénomaniens sur la retombée N des Pyrénées. On retrouve au delà les affleurements du Céno-manien dans le soubassement de la terrasse de 55 m. Entre Ausson et Montréjeau, le substratum céno-manien forme la colline portant la cote 454 m sur la carte E.-M. On y observe un coin synclinal de calcaire probablement aptien, au milieu d'une masse de dolomie fétide du Jurassique moyen affectée d'une direction NE-SW. Le contact entre ces terrains et le Céno-manien est masqué par des cailloutis quaternaires, mais les affleurements de schistes noirs du Céno-manien occupant le pied du bord E de la terrasse ne laissent aucun doute sur le caractère discordant du Céno-manien bréchique, sur un substratum déjà plissé. Là encore les assises du Flysch sont affectées d'un plongement général de 25° à 30° vers le N. Cette disposition monoclinale et discordante du Flysch céno-manien s'observe encore jusqu'aux environs de Saint-Laurent de Neste, où la régularité des plongements du Céno-manien tranche avec la variabilité des directions que l'on observe plus au S dans le substratum médiocrétacé. La zone d'affleurement des terrains crétacés que nous venons de décrire est limitée à l'W par les terrasses de la Neste et les dépôts du plateau de Lannemezan.

II. LE FRONT NORD-PYRÉNÉEN A L'OUEST DE LA NESTE.

Au delà du vaste cône de dépôts de piedmont du plateau de Lannemezan, le bâti des contreforts nord-pyrénéens réapparaît dans la région de Capvern et de Mauvezin et se poursuit sans interruption jusqu'à Ossun au S de Tarbes.

La coupe de Capvern dans laquelle P. Viennot¹ lisait la présence d'un front de nappe jalonné par d'impressionnantes « mylonites » s'interprète d'une manière bien plus simple si l'on s'en tient aux seuls faits d'observation. Il s'agit d'un pli couché, plus vaste par le cube de terrains qu'il intéresse, que par son déplacement horizontal et dont le flanc inverse a subi un certain étirement.

Dans la coupe de Capvern-les-Bains à Tournay, le noyau du pli est formé par les cargneules et les argiles bigarrées, très froissées, du Trias supérieur. Le flanc normal comprend les calcaires et les dolomies du Lias inférieur, les marnes schisteuses

1. P. VIENNOT. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *B. S. C. G. F.*, n° 163, t. XXX, 1927, p. 132 et fig. 6.

noires du Toarcien et de l'Aalénien et les dolomies du Jurassique moyen supportant en discordance les brèches attribuées au Cénomanién. Le contact du noyau triasique avec les brèches cénomaniennes du flanc inverse se fait par une surface de friction inclinée à 70° S. Les marnes noires à dalles gréseuses du Flysch, quelque peu étirées, succèdent normalement mais en série inverse aux brèches. Progressivement les marnes deviennent plus claires et le Flysch s'enrichit en dalles de calcaires gréseux.

En prenant à Capvern-les-Bains la route du Bouridé, la coupe du pli couché se complète par l'apparition d'un noyau de conglomérats à galets siliceux et de grès rouges du Permo-Trias. Les marnes bariolées du Trias, bizarrement murées par des amas de rocailles en dessous du château d'eau, viennent en contact anormal avec les brèches cénomaniennes (fig. 2).

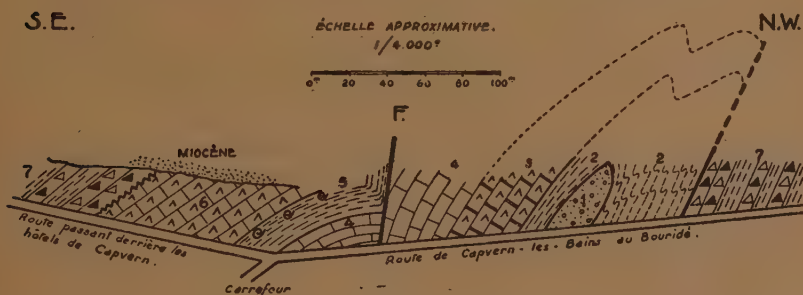


FIG. 2. — Coupe de Capvern-les-Bains.

Légende :

1. Grès grossiers et psammites du Trias (?) ;
2. Schistes ocre et bigarrés (Trias supérieur) ;
3. Dolomies ocreuses et cendrées du Lias inférieur ;
4. Calcaires gris et beiges à grain fin du Lias inférieur ;
5. Marnes noires du Lias supérieur avec niveau fossilifère à Gryphées au sommet (Aalénien) ;
6. Dolomies jurassiques ;
7. Brèche cénomaniénne.

La coupe de la descente sur l'établissement du Bouridé, de l'autre côté de l'éperon de Bellevue, montre une complication nouvelle (fig. 3).

Le noyau triasique du pli couché est occupé par une ophite très altérée enveloppée par un liseré de brèches, des cargneules ocre et des argiles bigarrées. Entre ces terrains et le Flysch néocrétacé du flanc inverse se situe un amas de blocs exotiques de grande taille formés d'un matériel paléozoïque. On y trouve pêle-mêle des paquets de schistes siliceux paléo-

zoïques, des éléments granitiques, des blocs de quartzite étirés et séparés par un ciment détritique rare. On y reconnaît aussi des intrications de brèche à ciment calcaire. Le passage au

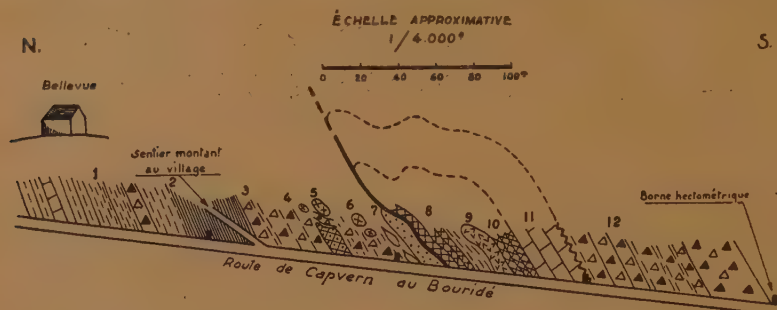


FIG. 3. — Coupe allant de Bellevue au Bouridé.

Légende :

1. Microbrèche et schistes gris et jaunes ;
2. Schistes noirs avec dalles psammitiques et brèches ;
3. Brèches à éléments et ciment schisteux noir ;
4. Brèche à gros éléments granitiques et paléozoïques. Ciment rare, schisteux gris ;
5. Gros bloc de quartzite emballé dans la brèche ;
6. Brèche à éléments et ciment schisteux noir et à blocs de dolomie silicifiée ;
7. Matériel schisto-siliceux probablement paléozoïque, très broyé ;
8. Dolomie ocre et argiles bigarrées. (Trias supérieur) ;
9. Ophite très altérée ;
10. Dolomie ocreuse cargneulisée et pourrie (Trias supérieur) débutant par une brèche.
11. Calcaire beige à pâte fine du Lias inférieur ;
12. Brèche cénomaniennne très polygénique à ciment dolomitique.

Flysch du flanc inverse s'effectue par des bancs de brèches et de microbrèches séparés par des schistes micacés noirs et des dalles psammitiques.

Quelle est la signification, de cette brèche ? P. Viennot la considèrerait comme une brèche tectonique jalonnant la base d'une nappe. Dans le cadre de cette hypothèse il s'agirait d'un noyau paléozoïque infiniment fragmenté par le trainage sur la surface de charriage. Mais n'y a-t-il pas quelque invraisemblance à admettre que le noyau paléozoïque formé de terrains plus rigides ait pu être plus fortement laminé et morcelé que sa couverture sédimentaire ? En comparant cette brèche à celle de Mauvezin, dont l'origine sédimentaire ne fait aucun doute, nous sommes conduits à la considérer comme une brèche de cordillère typique, tant l'identité entre les deux roches est grande. La présence à la base du Crétacé supérieur d'un colossal amas de blocs de toutes tailles signifie que le noyau paléozoïque de la

cordillère frontale des Pyrénées était soumis, dès le Cénomanién, peut-être même avant, à une dénudation intense. La coupe de la route du Bouridé se trouvant à la limite de la zone dans laquelle le Crétacé marneux surmonte en discordance le substratum primaire, il n'est pas étonnant d'y rencontrer encore une prédominance de blocs paléozoïques.

La brèche du flanc normal du pli à Capvern-les-Bains reposant sur les dolomies jurassiques, son caractère lithologique s'en trouve modifié par suite du remaniement de ce terrain. De même, nous avons pu remarquer que les brèches bordant au Sud le pays schisteux figuré sur la feuille de Tarbes sous la teinte de l'Albien sont bien plus riches en éléments calcaires et dolomitiques que les brèches du front nord-pyrénéen, de même âge. Ces dernières, transgressives sur le socle paléozoïque, sont constituées par des fragments de schistes cristallins, en tablettes anguleuses, mêlés d'une manière hétéroclite à des blocs de granite altéré et de quartzite patiné.

Le pli que les deux branches du ravin de Hount Caoute ont entamé transversalement se prolonge vers l'W au delà de Mauvezin. Les énormes amas de brèche marquant le début du Flysch jalonnent l'axe du pli couché. Son caractère chaotique, qui avait tant frappé P. Viennot, est particulièrement bien visible dans la tranchée de la route de Bagnères en contrebas du château de Mauvezin. Il s'agit toutefois d'une brèche sédimentaire, car, en descendant de Mauvezin vers le ruisseau de Moléré, on la voit nettement s'interstratifier dans le Flysch noir du flanc normal. Ce Flysch participe aussi à la formation du flanc inverse mais son affleurement y est beaucoup plus réduit. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de la nature et de l'âge de ce Flysch et de ses relations avec le complexe bréchique.

L'axe anticlinal ainsi jalonné par des brèches se poursuit jusqu'au Nord de Bonnemazon avec une direction SW-NE. Sur la rive gauche de l'Arros, à l'W de l'Escaladieu, on ne rencontre plus en direction axiale que le Flysch noir indiqué comme Albien sur la feuille de Tarbes.

Le pli couché se prolonge vers l'W, le renversement des assises du flanc N étant nettement accusé au N de la vallée du Luz par des pendages de 75° S. Le contact anormal, entre l'Albien et le Sénonien, tracé à l'W de Mauvezin sur la feuille de Tarbes, correspond grossièrement à la limite existant, d'une part, entre le Flysch noir qui se trouve immédiatement au-dessus de la brèche de Mauvezin, dont l'âge peut s'étendre de l'Albien au Cénomanién, et d'autre part, un Flysch plus varié

dans le détail, formé de marnes schisteuses grises à fucoïdes, de dalles gréseuses et calcaires à hiéroglyphes considéré sur la feuille de Tarbes comme sénonien et sur la feuille de Saint-Gaudens comme cénomanien (Villeneuve-Lécussan, Campistrous, Saint-Gaudens N, etc...). Le passage entre ces deux complexes est progressif et il ne saurait être question de tracer entre eux un contact anormal. Nous sommes ainsi amenés à supprimer le contact anormal jalonnant arbitrairement le front nord-pyrénéen sur cette carte géologique.

A la faveur d'un ennoyage axial, le noyau bréchique du vaste pli couché formant le front nord-pyrénéen disparaît en surface et l'axe du pli se développe dans le Flysch noir, sur 4 km environ le long de la rive droite du Luz.

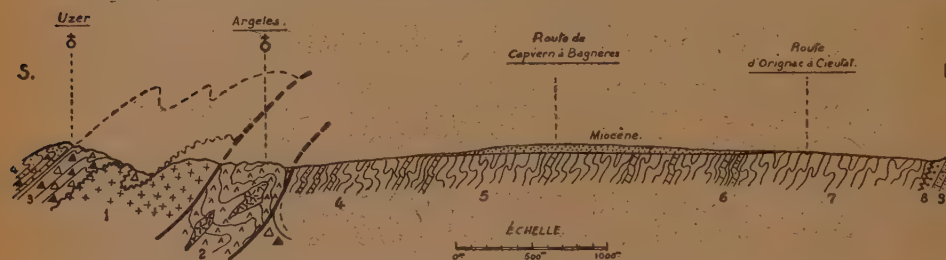


FIG. 4. — Coupe à travers le Massif d'Argelès et de la zone du Flysch à l'E de l'Adour.

Légende :

1. Granite, gneiss, pegmatite ;
2. Dolomie ocre, argiles bigarrées, ophite ;
3. Brèche ;
4. Marne schisteuse noire, café au lait en altération, avec petites intercalations de grès argileux, de grès calcaire et de microbrèche ;
5. Marne schisteuse grise avec intercalations de grès calcaire (peu nombreuses), de calcaire gréseux, de calcaire à fucoïdes ;
6. Calcaire gris blanc à silex ;
7. Marnes grises, blanches, verdâtres ;
8. Conglomérat de base de l'Éocène ;
9. Calcaire éocène.

A partir de Castillon, on voit réapparaître le noyau bréchique ainsi que les roches sous-jacentes. La brèche du type « Mauvezin » coiffe directement le petit massif granitique d'Argelès. Sur le flanc inverse du pli, on voit s'intercaler entre le granite et le Flysch une importante masse de dolomies triasiques et d'ophite.

C'est le départ d'un nouveau feston du front nord-pyrénéen ; celui-ci enveloppe successivement le bord E du massif granitique du camp de César et de son auréole triasique au sein de laquelle pointe la syénite néphélinique de Pouzac, puis la lame

granitique de Trébons au Sud d'Ordizan. A Montgaillard la brèche crétacée s'applique sur un conglomérat siliceux que H. Douvillé¹ considère comme permo-triasique. Sur tout ce parcours on suit un ruban de brèches entre le substratum et le Flysch.

Empiétant sur des formations de plus en plus récentes du Flysch, le chevauchement se développe en un arc d'avancée dont la partie frontale se trouve entre Bénac et Ossun. A l'W et au N de Lannes on trouve quelques « lambeaux avant-coureurs » de

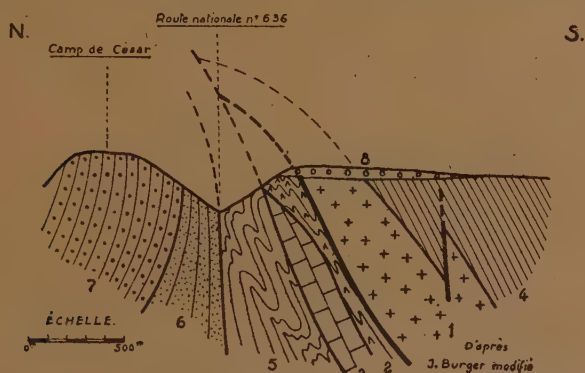


Fig. 5. — Coupe à travers le Front nord-pyrénéen à l'W d'Ossun.

Légende :

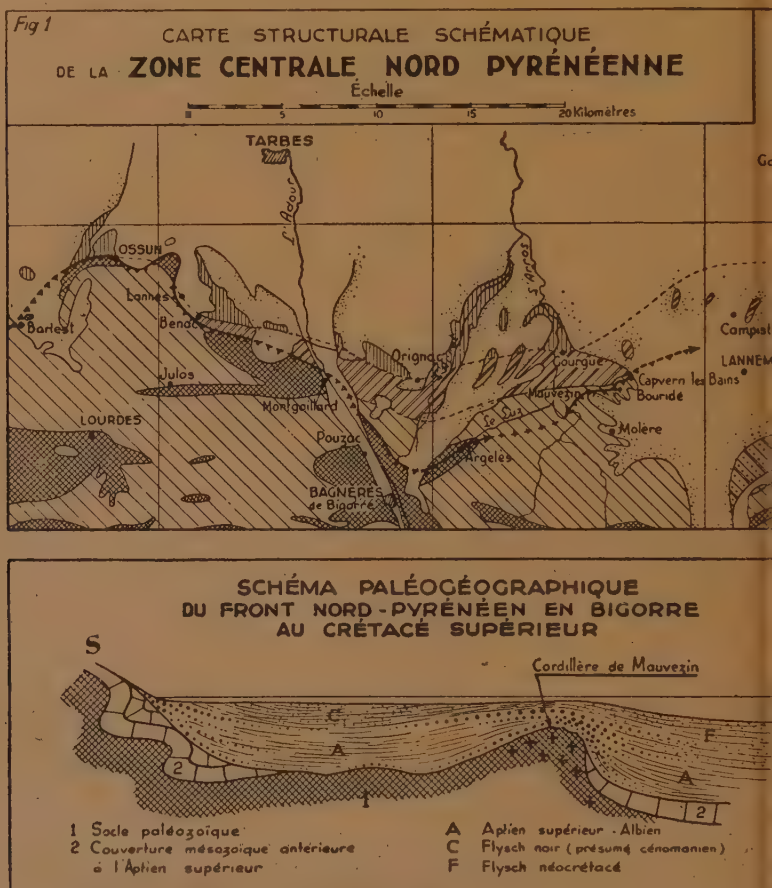
1. Granite ;
2. Marnes bigarrées avec gypse du Trias ;
3. Calcaires ocre et gris du Lias inférieur ;
4. Albien ;
5. Flysch néocrétacé ;
6. Éocène : sables et marnes à Nummulites ;
7. Poudingues de Palassou, Éocène moyen ;
8. Miocène : argiles à galets.

Trias entre les affleurements de la brèche à éléments paléozoïques visibles au Sud du village et l'Éocène à faciès conglomératique (Poudingue de Palassou). Mais la coupe la plus complète s'observe à l'Ouest d'Ossun que l'un de nous (D. S.) a revue en compagnie d'un de ses élèves : J. Burger. Le front nord-pyrénéen montre là son maximum d'avancée. Le Flysch est presque entièrement écrasé en dessous de la surface de chevauchement. Vers l'W l'amplitude du déplacement horizontal diminue graduellement, tandis que réapparaissent un à un les différents termes du Flysch néocrétacé avec une énorme épaisseur. L'axe du pli

1. H. DOUVILLÉ. Le Crétacé inférieur dans le Béarn et la Bigorre. *B. S. G. F.*, (4), t. XXX, p. 224, 1930.

est jalonné par les exploitations de gypse de Barlest, puis par les écaïlles de Montaut décrites par P. Viennot.

Les observations qui précèdent nous permettent de formuler sur la nature du front nord-pyrénéen, entre Salies-du-Salat et Ossun, les conclusions suivantes :

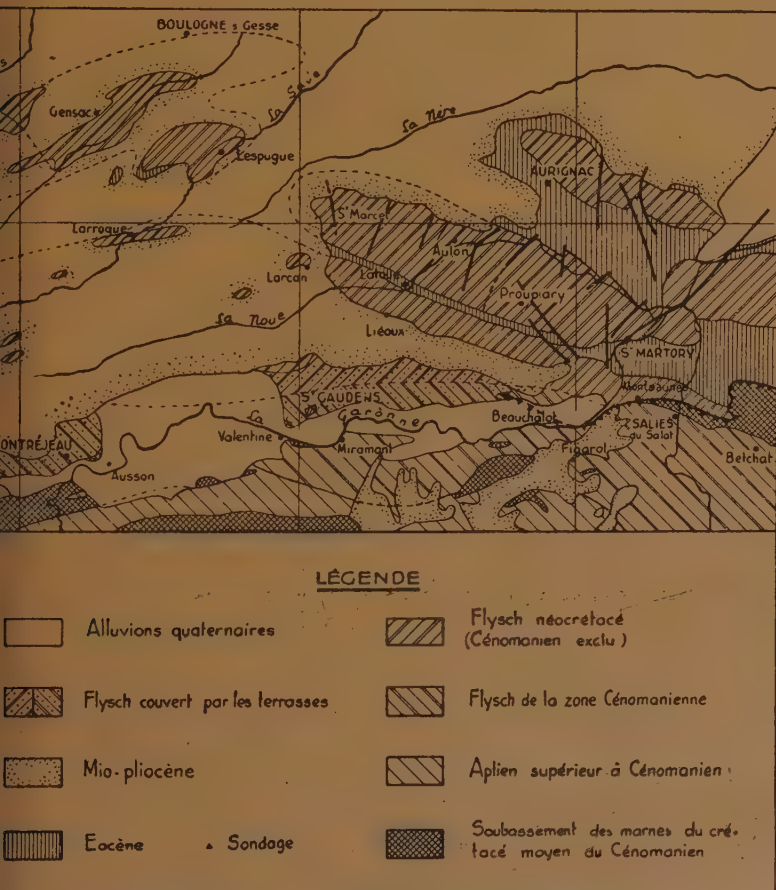


1° Le chevauchement de Camarade-Betchat se termine au milieu du Flysch cénonomanien, au SW de Montsaunès, par une étroite cicatrice jalonnée par des blocs-klippes de matériel hercynien.

2° La transgressivité du Cénonomanien sur un substratum plissé puis attaqué par l'érosion est nette sur tout le front nord-pyrénéen. Mais tandis que sur le domaine du chevauchement de Betchat cette transgression s'est effectuée sur un massif

paléozoïque arasé, elle s'est faite sur les terrains jurassiques et sur l'Urgonien à l'W du Salat.

3° Entre Salies-du-Salat et Lannemezan, le front nord-pyrénéen passe d'un chevauchement à déplacement horizontal de plusieurs kilomètres, à une série monoclinale ou à une simple



flexure. La coïncidence entre la disparition du chevauchement de Camarade-Betchat avec l'engorgement axial du massif primaire de Betchat n'est pas fortuite.

4° A Capvern-les-Bains, le front nord-pyrénéen réapparaît sous la forme d'un vaste pli couché dont le noyau est constitué en surface par le Trias et au delà de Mauvezin par la brèche de base du Flysch.

5° Après une zone d'ennoyage dans laquelle le pli est dessiné par le Flysch noir lui-même, on voit réapparaître le substratum granitique à partir de Castillon. C'est le départ d'un feston suivant lequel le front nord-pyrénéen s'imprime fortement dans le Flysch en un arc d'avancée dont la pointe se trouve à Ossun. En ce point l'étiement du Flysch au contact de la surface de chevauchement est considérable.

6° A l'Ouest d'Ossun l'amplitude du chevauchement diminue progressivement tandis que les différents termes du Flysch reprennent leur épaisseur normale.

III. LE PROBLÈME DES BRÈCHES CRÉTACÉES ET L'HISTOIRE DU FRONT NORD-PYRÉNÉEN.

Il est généralement admis que dans la partie orientale des Pyrénées les brèches de base marquant le début de la série du Flysch appartiennent au Cénomanién. Sur la feuille de Saint-Gaudens cette manière de voir se justifie dans une certaine mesure par l'association de ces brèches à des calcaires siliceux à *Orbitolina subconca* et à des calcaires récifaux à *Caprina adversa*, à Térébratules et à Huîtres plissées, différents des calcaires aptiens. L'Albien a ici un faciès schisteux noir, marno-calcaire, tandis que le Cénomanién est marqué par l'apparition des faciès détritiques plus grossiers, même là où le passage d'un terrain à l'autre est progressif.

La signification paléogéographique de ce fait est facile à formuler : la sédimentation argilo-calcaire de type bathyal, par laquelle le comblement des fosses marines couvrant les Pyrénées s'est effectué pendant le Gargasien et l'Albien, a été remplacée à partir du Cénomanién par une sédimentation détritique de type « orogène », déterminée par le déclenchement d'une phase de plissement embryonnaire dans le domaine nord-pyrénéen. La zone primaire axiale surgit alors et une cordillère nord-pyrénéenne se soulève au milieu de l'avant-fosse. Le maximum de surélévation de cette cordillère correspond, dans la région qui nous intéresse, à la zone primaire de Camarade-Betchat ; là les brèches provenant de la destruction de ce relief nouvellement formé revêtent en discordance le noyau paléozoïque. Cette aire de culmination axiale devait s'ennoyer progressivement vers l'W, tout en continuant à jouer le rôle d'une cordillère. Nous avons vu plus haut que là où le substratum du Cénomanién est connu entre les vallées du Salat et la Neste,

c'est toujours sur les dolomies jurassiques ou sur l'Aptien que reposent les brèches.

Les conditions de sédimentation ont été sensiblement différentes en Bigorre. La sédimentation schisteuse noire de l'Aptien supérieur-Albien débute généralement par des épisodes bréchiques ainsi que P. Hupé l'a déjà signalé ¹.

Les intrications de brèches dans la série se répètent à plusieurs reprises au cours de la sédimentation. H. Douvillé ² montrait en 1930 qu'au moment de l'invasion de la mer « les points saillants sont devenus des îles et que c'est sur leur rivage ou dans leur voisinage que se sont développées les brèches pendant l'agitation sismique qui correspond à l'Albien, agitation qui s'est ensuite prolongée dans le Cénomanien ». En effet, on observe en dehors des épisodes bréchiques une sédimentation schisteuse noire, monotone, passant très progressivement à une sorte de Flysch noir qui pourrait être cénomanien (fig. 6 ³). On n'a pas ici, comme sur la feuille de Saint-Gaudens, deux faciès bien tranchés, l'un de mer calme correspondant à l'Albien, l'autre de caractère « orogène » d'âge probablement cénomanien. Il s'agit plutôt d'un faciès schisteux noir fréquemment interrompu par des apports bréchiques et qui passe vers le haut à un faciès Flysch. Ce dernier comprend un fond schisteux noir souvent fortement micacé dans lequel s'intercalent des bancs gréseux à hiéroglyphes et fucoïdes et des lames siliceuses. On trouve ce faciès de part et d'autre de la crête anticlinale de Capvern-Mauvezin. L'étirement du flanc inverse a rétréci l'affleurement de ce terrain au N de la ligne de chevauchement ; par contre, sur le flanc normal, il constitue un synclinorium assez large. A part un gisement d'*Orbitolines* mal conservées découvert au N de Bonnemazon, nous n'avons pas observé de fossiles déterminables dans cette série.

Sur le flanc N ce Flysch noir passe progressivement à un Flysch de teinte plus claire formé de dalles de calcaires gréseux alternant plus fréquemment avec les schistes argileux et dont le calcaire microbréchique de Kersan à Préalvéolines occupe le sommet. Au-dessus viennent des marnes versicolores ³ et à l'E de Montgaillard on trouve des calcaires à Miliolites et des microbrèches à *Orbitolites* du Maestrichtien. L'Éocène marin discor-

1. P. HUPÉ. Caractères de la transgression aptienne et mouvements tectoniques intra-aptiens en Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1936, fasc. 8, p. 132.

2. H. DOUVILLÉ, *loc. cit.*, p. 233.

3. Les déterminations de Foraminifères de ces marnes provenant de Gourgue ont fourni une microfaune à *Rosalina linnei* et *Gümbelina* que M. V. PÉREBASKINE considère comme campanienne.

dant sur la série sous-jacente débute par un conglomérat de base. Sur la feuille de Tarbes ce contact est par contre interprété comme un contact anormal.

L'âge de la brèche Mauvezin pose un problème dont la solution nous échappe encore. Si venant de l'E on compare la brèche de Capvern-les-Bains aux brèches cénomaniennes de la feuille de Saint-Gaudens, on constate qu'il y a entre ces deux terrains une identité absolue. On considérera donc la brèche de Capvern comme cénomanienne. Dans cette hypothèse on est donc obligé d'attribuer au Cénomanien le Flysch noir qui se superpose normalement à la brèche de Capvern, au S du Bouridé et de Mauvezin (fig. 6²). Ce Flysch aurait comblé une fosse dont la position au Sud de la cordillère de Mauvezin-Capvern serait comparable à la situation de la « zone cénomanienne » par rapport à la cordillère de Camarade-Betchat. On pourrait tracer entre un Albien de caractère marno-calcaire plus accusé et le Flysch noir une limite jalonnée par les gros bancs de brèches affleurant au N de Moléré dans le vallon de ce nom, à l'E de Benque et à la cote 343 au NE de Sarlabous. -

Mais si l'on admet que les marnes noires de l'Albien peuvent acquérir un caractère plus détritique en Bigorre, et même passer à un Flysch noir, on est aussi en droit d'attribuer un âge albien aux brèches qui marquent le début de cette série entre Capvern et Lannes. Au point de vue cartographique cette interprétation lèverait la difficulté de tracer une limite entre le Flysch noir et les schistes noirs, somme toute peu différents, qui affleurent au S du chevauchement nord-pyrénéen¹.

Nous nous trouvons devant un de ces cas si fréquents de la stratigraphie pyrénéenne dont la solution requiert l'aide de la micropaléontologie et l'exécution de levés géologiques très détaillés. Quelle que soit la solution de ce problème, il est évident que le front nord-pyrénéen correspond en Bigorre à la limite N d'un massif paléozoïque, aujourd'hui en grande partie enterré sous les schistes albiens, dont l'existence ressort nettement des levés détaillés exécutés par P. Hupé.

Pendant la phase paroxysmale post-lutétienne ce massif enterré de la Bigorre a été poussé sur l'avant-pays, dessinant un arc d'avancée dont la pointe se trouve au droit de la culmination principale. Le chevauchement de Capvern-les-Bains se

1. C'est la raison pour laquelle nous avons cru bon de ne pas séparer en Bigorre le Flysch noir des schistes albiens sur notre schéma structural. En raison de l'échelle de la carte nous avons par ailleurs groupé avec le Flysch néo-crétacé sous un même figuré, le Maestrichtien et le Danien des Petites Pyrénées.

place à l'extrémité E de ce massif enterré ainsi que nous l'avons vu plus haut. L'espace compris entre le massif enterré de la Bigorre et le noyau paléozoïque de Camarade-Betchat a donc correspondu à une zone d'ennoyage axial de la cordillère céno-manienne. Pendant l'orogénèse pyrénéenne proprement dite, les efforts dynamiques se sont surtout portés dans ce secteur sur les massifs paléozoïques plus internes de Milhas et de la Barousse. Le front nord-pyrénéen a pris l'allure d'une flexure. C'est dans cet intervalle que viennent s'ennoyer à l'E le feston de Camarade-Betchat et à l'W le chevauchement de Capvern.

La manière dont ces ennoyages axiaux s'effectuent nous échappe en raison du recouvrement de terrains mio-pliocènes qui interdit toute observation de surface. Il est à espérer que les études géophysiques qui couvrent la région située au N de Montréjeau et de Saint-Gaudens permettront prochainement d'éclairer ce problème structural.

En ce qui concerne la limite du Crétacé et de l'Éocène nous sommes un peu mieux renseignés. Nous savons qu'elle passe par Ossun, Bénac et Gourgue, puis entre Galan et les affleurements de Flysch de Campistrous elle enveloppe l'extrémité SW de l'anticlinal de Gensac. Elle laisse au N le sondage de Tajan qui est resté jusqu'à 430 m de profondeur dans les poudingues de Palassou, puis elle se relie, selon toute probabilité, au monoclinal de Larroque-Larcan-Liéoux qui limite au S les Petites Pyrénées. La région de Larroque, où les pendages oscillent autour de la verticale, marque le passage à une série normale qui ne tarde pas à se relier, par le synclinal de Latoue, à l'anticlinal de Saint-Marcet. Le renversement de la série éocène reprend au Nord du chevauchement de Betchat.

Conformément au plan structural des Pyrénées conçu par Ch. Jacob et par M. Castéras, les lignes tectoniques principales ont été déterminées par le jeu du socle morcelé sur lequel s'est moulée la couverture. Ajoutons à cela que la chaîne pyrénéenne a subi, comme toutes les grandes chaînes de montagnes, l'épreuve des phases orogéniques embryonnaires. Celles-ci ont modelé des avant-fosses et des cordillères.

Mais nous avons vu qu'il y a dans la région que nous avons étudiée une conformité de plan réelle entre la position de la cordillère mise en place par l'orogénèse embryonnaire et le dessin des festons déterminés par le plissement pyrénéen proprement dit sur le front de la chaîne. Le plissement pyrénéen a eu pour effet de modifier progressivement le profil transversal de la chaîne en empiétant de plus en plus sur l'avant-pays. Pendant le Céno-

manien la zone primaire axiale a déjà dû être individualisée et a alimenté la mer du Flysch de matériaux détritiques. Le front nord-pyrénéen formait alors une cordillère frontale sur laquelle les brèches cénomaniennes recouvraient en discordance les terrains antérieurs ravinés, tandis que dans les fosses intermédiaires une continuité de sédimentation pouvait exister de l'Albien au Cénomanien. Cette avant-fosse a été peu à peu déplacée vers le Nord sous l'impulsion des poussées orogéniques ainsi que l'a récemment montré L. Bertrand ¹. L'œuvre du plissement post-lutétien a été de déterminer un chevauchement frontal sur le bord externe des culminations axiales des cordillères crétacées.

En arrière du chevauchement frontal s'érigeaient les Pyrénées, tandis que les rides plus atténuées des Petites Pyrénées, précédant la chaîne, disparaissaient, sitôt formées, sous les dépôts de piedmont arrachés par l'érosion torrentielle à la montagne nouvellement édifiée.

¹ L. BERTRAND. Sur la structure géologique du versant des Pyrénées, *B. S. C. G. F.*, n° 204, t. XLII, 1940, p. 75.

ESSAI D'UNE SYNTHÈSE TECTONIQUE DE LA PROVENCE

PAR **Jean Goguel**¹.

PLANCHE XIV.

La structure tectonique de la Provence présente des complications exceptionnelles, dont témoignent les nombreuses discussions auxquelles elle a donné lieu entre les géologues les plus éminents. Ses plis ont cependant pris naissance de la même façon que ceux du Jura, par un glissement des assises secondaires sur leur socle paléozoïque, glissement rendu possible par les assises salifères ou gypsifères du Trias.

Dans le Jura, qui fournit l'exemple le plus classique d'un plissement régulier, on peut, au moins en première approximation, considérer les plis comme cylindriques ; leur forme est suffisamment définie par une coupe perpendiculaire à leur direction, et on peut se représenter la genèse des plis en étudiant, dans le plan de cette coupe, la déformation progressive des assises : la compression latérale et les mouvements qui en sont résultés sont restés parallèles à ce plan. Les choses se sont passées de la même façon dans tout autre plan parallèle.

Toutefois, même dans le Jura, on ne saurait comprendre le rôle des décrochements sans examiner la façon dont se répartissent les déformations dans l'espace ; on sait que le jeu relatif de leurs lèvres a permis un allongement de la chaîne suivant la direction des plis, allongement rendu nécessaire par sa forme arquée en plan.

En Provence, l'interprétation d'ensemble par l'étude de ce qui se passe dans une section droite ne donne pas des résultats satisfaisants. On peut considérer les conceptions, pourtant si opposées, de Marcel Bertrand et de Fournier, comme des tentatives pour adapter cette méthode de la section droite ; Marcel Bertrand admettait des abaisséments et des remontées d'axes, la direction et la forme de la coupe restant peu variables, ce qui conduisait à l'idée de grandes nappes ; Fournier faisait varier très rapidement la direction de la coupe, ce qui conduit d'ailleurs à des impossibilités cinématiques, car un plissement suivant une

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

direction courbe doit entraîner des changements dans la longueur des couches, qui se traduiront nécessairement par quelque accident, tel que les décrochements dans le cas du Jura.

Il a pu se faire, en réalité, des mouvements beaucoup plus complexes que ceux qui donnent naissance à des plis cylindriques réguliers. Il n'y a aucune raison de penser que le déplacement de chaque point, au cours de la déformation, se soit produit partout parallèlement à une même direction, bien au contraire. Non seulement on voit la forme d'un pli changer lorsqu'on le suit en direction, mais il peut y avoir glissement relatif, dans le sens horizontal, des deux lèvres d'une faille. Un chevauchement peut parfaitement résulter d'un mouvement oblique, et non normal, à la trace de l'accident. Il peut même se produire localement, non pas une compression, mais une extension de la couverture, qui peut se traduire par une déchirure ou par des effondrements.

Il semble bien que la boutonnière triasique au Sud de Roquebrussanne résulte d'une déchirure par extension de la série jurassique, de même que les bassins d'effondrement du versant sud de la Sainte-Beaume (Signes, Chibron, etc.). Tous les géologues qui ont étudié la Provence ont été frappés par les étirements ou laminages qui provoquent mécaniquement la disparition d'un étage, soit marneux, soit calcaire, au milieu d'une série apparemment continue. Ces étirements, que l'on n'observe guère en d'autres régions, s'expliquent mal dans l'hypothèse d'une compression. Ils deviennent au contraire très naturels si, au moins suivant une direction, il s'est produit une extension.

L'étude cinématique d'accidents aussi complexes nous oblige à envisager la déformation, dans le temps, d'un solide à trois dimensions, déformation que l'on peut à la rigueur imaginer, mais difficilement représenter sous forme graphique. En réalité, une seule chose importe, le résultat global de la déformation. La composante verticale de celle-ci apparaît directement, et peut se représenter par une carte structurale. Mais l'étude des déplacements horizontaux est plus délicate, car on ne peut les rapporter à aucun système de référence fixé; seule, la différence des déplacements de deux points situés de part et d'autre d'un accident a un sens, et mesure la déformation due à cet accident. Sur la carte ci-jointe (planche XIV) on peut apprécier l'importance de cette déformation en comparant le quadrillage déformé à un quadrillage régulier. Pour la construire, on a procédé d'une manière inverse, en évaluant la contraction horizontale dont chaque accident est responsable, et en cherchant par tâton-

nements à rendre compatibles ces déplacements, ce dont on s'assure en reconstituant les positions relatives des différents panneaux avant déformation. Ceci permet de lever les doutes qui subsistent sur l'interprétation de certains accidents.

En Provence, le point le plus délicat est constitué par le nœud des accidents qui environnent Aubagne, avec en particulier l'extrémité de la Sainte-Beaume. Pour ce dernier massif, nous disposons, outre les levés détaillés de Haug et de ses collaborateurs, de la carte plus récente de Corroy. Celui-ci a montré que les chaînons de Bassan et de Roqueforcade s'enracinent à leurs extrémités. Dans l'hypothèse de plis réglés, ces enracinements sont incompatibles avec la continuité de la série entre Roqueforcade et la série normale (bassin du Beausset), aussi Corroy avait-il admis l'existence d'un accident important, masqué sous les alluvions du vallon de Saint-Pons. Nous avons pu nous convaincre que les deux flancs de ce vallon sont identiques, et que l'hypothèse de cet accident est entièrement artificielle. Nous y avons donc renoncé.

Il est en effet possible d'interpréter la Sainte-Beaume en admettant que la grande faille qui coupe son socle, et se prolonge par l'accident qui constitue le bord sud du chaînon de Roqueforcade (faille du Plan d'Aups) est en réalité une faille de décrochement, dont les deux lèvres auraient glissé horizontalement l'une par rapport à l'autre. C'est la seule façon d'expliquer l'apparition brusque du pli couché, du côté sud-est, sans aucun accident analogue de l'autre côté de la faille (fig. 1 et 2).

Cette faille étant courbe, le glissement a produit d'importants efforts de torsion dans ses lèvres, qui se sont traduits par le chevauchement vers le Nord de Roqueforcade et de Bassan-Liquette, et par le plissement anticlinal du dôme de la Lare. Quant à l'accident qui limite à l'Est le chaînon de Bassan, c'est, d'après Corroy, non un chevauchement, mais une faille verticale, qui est très vraisemblablement une faille de décrochement, et a donc permis un déplacement relatif du chaînon de Bassan, dirigé également vers le Nord.

Le pivotement d'ensemble de la région Roqueforcade-Bassan qui résulte de ces mouvements, n'est pas géométriquement compatible avec la continuité des assises crétacées sous la plaine d'Aubagne. Il est donc vraisemblable que le synclinal qui s'amorce à l'Ouest du col de l'Ange se rompt assez rapidement, et passe à une déchirure par extension, masquée par l'Oligocène, mais qui doit se raccorder à la boutonnière triasique de Roquevaire.

Il n'y a pas grande difficulté à reconstituer les déplacements relatifs dus aux accidents plus orientaux. On sait que le pli de la Sainte-Beaume s'enracine à l'Est du Camps. De Brignoles à

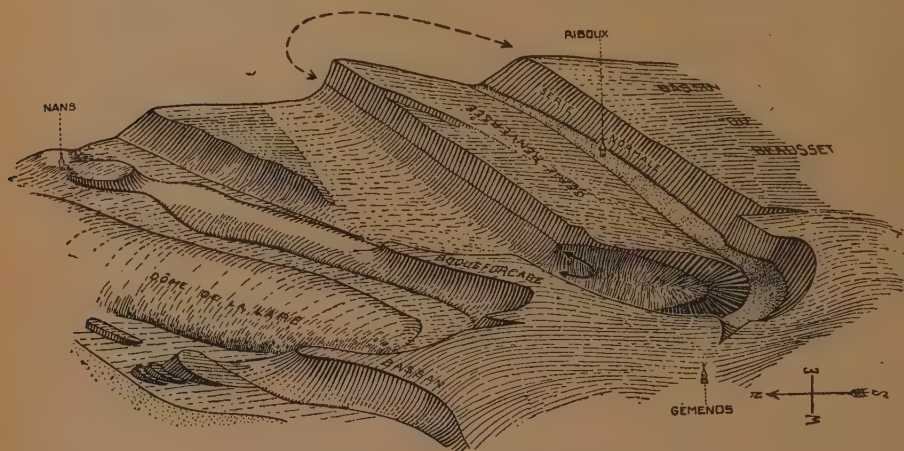


FIG. 1. — Structure schématique de l'extrémité occidentale de la Sainte-Beaume, vue de l'Ouest.

(Légende commune aux figures 1 et 2). On a représenté les choses en perspective, en bloquant ensemble les étages calcaires, du Lias à l'Urgonien. Le Crétacé supérieur, plastique, a été représenté par des tirets, et le Trias par des points. Du Sud au Nord, on distingue facilement la série normale, constituée par le bord du bassin du Beausset, la série renversée, à laquelle appartient la crête principale, et le socle, coupé par une faille importante. De l'Ouest, on aperçoit (dans la vallée de Saint-Pons) la charnière qui relie la série renversée au socle.

Mais ce pli couché s'arrête brusquement. Plus loin vers l'Ouest, la série normale du Bassin du Beausset se suit d'une façon continue dans les chaînons de Roqueforcade et de Bassan. Ceux-ci sont limités par des contacts anormaux : le chaînon de Roqueforcade est séparé du dôme de la Lare par un chevauchement, c'est-à-dire qu'il a subi un déplacement relatif vers le Nord. Le chaînon de Bassan est séparé du pourtour du dôme de la Lare par une faille verticale, qui est une faille de décrochement, et a permis également un déplacement vers le Nord. Ce déplacement relatif s'est traduit, à l'extrémité du chaînon, par le jeu des écaillés de Liquelette, décrit par Corroy. Celui-ci a montré de plus que le chaînon de Roqueforcade s'enracine à son extrémité, près de Nans.

Ces différentes relations ne peuvent s'interpréter qu'en admettant que la faille du socle, et l'accident qui la prolonge vers l'Ouest, en séparant le socle du chaînon de Roqueforcade, constituent en réalité une faille de décrochement ayant permis un jeu relatif dans le sens horizontal des compartiments qu'elle sépare. Cette hypothèse permet d'expliquer les caractères complexes du bord sud du chaînon de Roqueforcade, qui n'est pas un chevauchement, mais comporte d'importantes dislocations.

Salernes, les accidents, décrits par Zurcher, sont très souvent des chevauchements, soit vers le Nord, soit vers le Sud ; ils se terminent tous, au moins à une de leurs extrémités, par un enracinement net (plusieurs de ceux-ci ont été décrits récemment

en détail par A. F. de Lapparent), au delà duquel la série rom-pue retrouve sa continuité. Grâce à cette disposition, il n'y a guère d'ambiguïté à craindre lorsqu'on cherche à reconstituer la

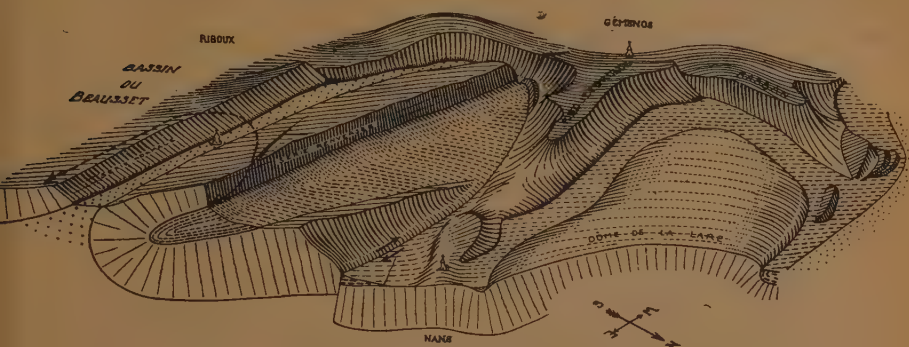


FIG. 2. — Structure schématique de l'extrémité occidentale de la Sainte-Beaume, vue du Nord-Est.

disposition géométrique antérieure aux déformations, et par suite l'amplitude de celles-ci.

A l'Ouest de la Sainte-Beaume, nous avons été obligé, pour tenir compte de la composante WE du déplacement de la lèvre NW de la faille du Plan d'Aups, de supposer que le chevauchement de l'Olympe s'est produit en direction du NE. Rien, dans la structure de cette montagne, ne s'y oppose. L'étude détaillée de la région comprise entre Auriol et le Regagnas (en partie masquée par l'Oligocène) montrera si le passage d'un important décrochement horizontal y est vraisemblable. En tout cas, c'est une hypothèse qui ne semble pas avoir été envisagée jusqu'à présent.

Dans le prolongement de cet accident, la faille qui limite à l'Est le massif d'Allauch est généralement considérée comme une faille de décrochement. On sait que ce massif est bordé au Sud par un pli couché, d'ailleurs profondément érodé et en partie masqué sous le Tertiaire, qui ne semble pas se prolonger à l'Est au delà de cette faille de décrochement.

Au delà de la faille qui limite au NW le massif d'Allauch, on voit apparaître, beaucoup plus au Nord, l'anticlinal assez complexe de l'Étoile. On admet d'ordinaire que cet anticlinal représente le prolongement du pli d'Allauch décallé par cette faille jouant le rôle de décrochement. Si tel était bien le cas, ce décrochement se serait traduit par un important raccourcissement dans le sens EW, comme la faille du Plan d'Aups plus à l'Est. Ces raccourcissements longitudinaux sont difficiles à concilier avec l'absence

d'accidents analogues plus au Nord, ni plus au Sud. Aussi avons nous préféré admettre, dans le tracé de la Planche XIV, que le pli d'Allauch se prolonge vers l'Ouest, sous le Tertiaire du bassin de Marseille. A défaut d'argument direct, on peut citer à l'appui de cette hypothèse la présence de gros blocs de Permien dans le Crétacé supérieur des environs de Marseille, ce qui prouve qu'il devait exister dans le voisinage d'importants accidents tectoniques, aujourd'hui cachés par la mer.

La chaîne de l'Étoile est, suivant certaines transversales, assez complexe, mais nous savons qu'elle passe vers l'Ouest à l'anticlinal simple de la Nerthe, qui résulte d'une compression horizontale relativement modérée (avec, dans les environs du Rove, des bassins effondrés qui indiquent une phase d'extension). Le déplacement relatif des bassins d'Aix et de Marseille se réduit donc à un pivotement autour de l'extrémité de la Nerthe, ce qui permet de tracer assez facilement la carte pour cette région.

Les plis des environs de Toulon sont séparés de ceux que nous venons d'étudier par le bassin du Beausset, tectoniquement très tranquille. Il ne nous a pas semblé nécessaire de supposer, au chevauchement qui limite ce bassin vers le Sud, l'amplitude que paraît indiquer l'extension actuelle du lambeau triasique du Vieux Beausset, car la mise en place ultime de celui-ci pourrait tenir dans une large mesure à un glissement par gravité sur le flanc nord de l'anticlinal du Gros-Cerveau (fig. 3).

Au Nord de la Sainte-Beaume, la carte fait apparaître la bande triasique de Barjols-Saint-Maximin, au voisinage de cette dernière localité, comme liée à une compression dans le sens EW, entre le massif de l'Olympe et le synclinal du Val. Le détail de l'accident de Bras, étudié par A. F. de Lapparent, traduit bien une compression suivant cette direction. Pour le reste, il nous est difficile d'interpréter l'allure du Trias, puisque nous savons que ses déformations peuvent être largement indépendantes de celles du Jurassique, enlevé par l'érosion. Plus au Nord, de Barjols à la Verdière, la bande triasique tourne d'un angle droit. L'allure du chevauchement de Vinon-Saint-Julien, qui s'enracine à l'approche de la Verdière, suggère qu'elle pourrait résulter d'un étirement, et non d'une compression.

Au Nord d'Aix, le bassin oligocène masque certainement un autre accident transversal, car l'anticlinal de Salon-Lambesc, qui semble la prolonger vers l'Ouest, diffère profondément de la Sainte-Victoire. Il n'y aurait rien d'in vraisemblable à ce que cet accident se poursuive jusqu'aux environs de Manosque.

L'image à laquelle nous sommes arrivé, pour nous représenter les déformations tectoniques de la Provence, n'est sans doute pas définitive. Sur bien des points, elle devra être précisée ou

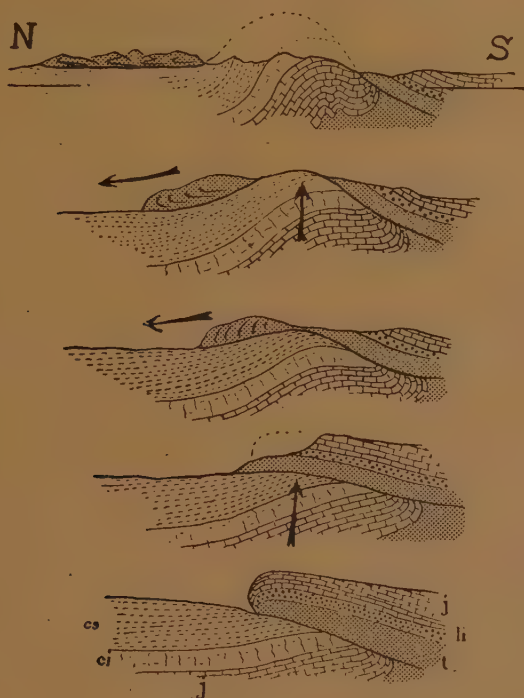


FIG. 3. — Mise en place par gravité du lambeau triasique du Vieux Beausset. Le soulèvement de l'anticlinal du Gros Cerveau, postérieurement au chevauchement de Sanary, a pu isoler la partie frontale de celui-ci, qui a glissé par son poids sur le versant nord de l'anticlinal. Le Trias peut donc s'étendre vers le Nord bien au delà du chevauchement initial (suivre les coupes de bas en haut).

t, Trias ; li, Rhétien ; j, Jurassique et Lias ; ci, Néocomien ; cs, Crétacé moyen et supérieur.

retouchée. Elle montre du moins qu'il est possible de rendre compte de tous les accidents connus, à condition de ne pas supposer arbitrairement les déformations parallèles à un même plan. Elle nous fournira une hypothèse de travail, que l'étude détaillée de certaines régions (en particulier, la faille du Plan d'Aups et la région au Nord d'Auriol) permettra de mettre à l'épreuve.

*
* *

Cherchons maintenant à expliquer la genèse de ces accidents, et les raisons de leurs complications.

La déformation orogénique ne s'est pas abattue brusquement sur une région jusque là parfaitement tranquille et de constitution homogène. Au contraire, elle a été précédée par une histoire complexe, au cours de laquelle les gauchissements du socle ont dû, par moments, prendre les proportions de véritables plissements. La dernière phase tectonique a donc affecté un matériel profondément hétérogène, et la répartition des accidents s'en est naturellement trouvée affectée.

De cette histoire, nous pouvons nous faire une idée en étudiant la répartition des faciès.

Au Jurassique, celle-ci s'explique suffisamment en disant que les différents étages deviennent de plus en plus littoraux, avec des lacunes, à mesure qu'on s'approche du massif des Maures, au SE. La basse vallée du Rhône correspond à une aire d'ennoyage, au delà de laquelle on retrouve des faciès moins profonds (calcaires blancs du Jurassique supérieur).

Au Crétacé, les choses deviennent beaucoup plus complexes. Collot a insisté sur le fait que les synclinaux actuels n'étaient pas individualisés à titre de bassins distincts; il était nécessaire de réagir contre l'opinion trop absolue de certains de ses prédécesseurs, mais il n'est pas moins utile de rechercher si certains caractères paléogéographiques ne correspondent pas à un début de compartimentage, dû à des mouvements précurseurs.

Les calcaires blancs du Valanginien n'existent qu'au Sud de l'Arc (à moins que, sur le versant méridional de la Sainte-Victoire, ils n'aient été confondus avec le Jurassique supérieur). Leur répartition est donc calquée sur celle des calcaires blancs portlandiens.

La répartition du faciès urgonien devient toute différente. Il n'est connu que dans l'Ouest et le Sud de la Basse Provence; mais, entre Aix et Gréoulx, ce sont des érosions médio-crétacées qui ont réduit le Néocomien à sa partie inférieure.

Ces érosions jouent un rôle important plus au Sud. On a signalé depuis longtemps la réduction progressive du Néocomien, du Sud au Nord, dans le massif d'Allauch et le pli qui le borde au Sud. Dans le dôme de la Lare et le socle de la Sainte-Beaume, qui se situaient avant les déformations à l'Est du massif d'Allauch (fig. 4), l'érosion est allée beaucoup plus loin, et

le Néocomien a presque entièrement disparu. L'Urgonien n'est conservé que dans le flanc renversé de la Sainte-Beaume, où il n'est pas douteux que sa limite d'érosion n'ait joué un rôle important dans la localisation de la charnière synclinale. Au

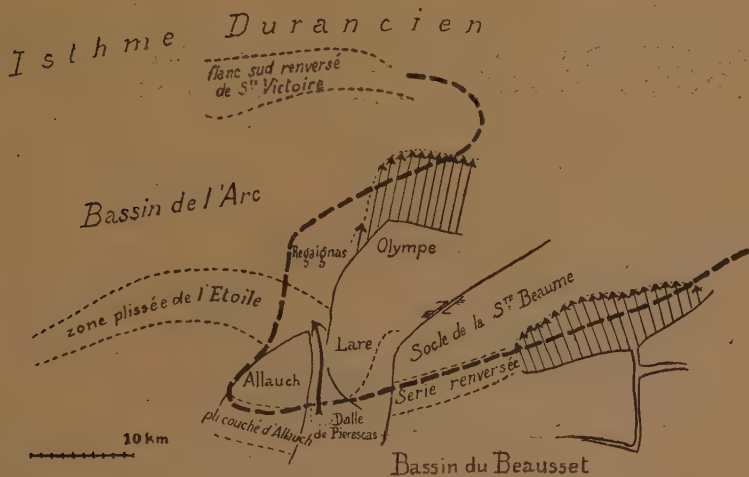


FIG. 4. — La région de la Sainte-Beaume au Crétacé moyen.

Trait gras interrompu : limite d'érosion du Crétacé inférieur.

Les unités ont été replacées dans leur disposition relative antérieure aux déformations. Les flèches indiquent les principaux déplacements tectoniques.

Nord d'Allauch et de la Lare, l'érosion devient de plus en plus importante dans le Regaïgnas et dans l'Olympe, initialement juxtaposés : ce n'est que beaucoup plus loin, près de Saint-Maximin, que l'on retrouve un lambeau néocomien.

La dalle urgonienne de Pierrescas, au NE du massif d'Allauch, semble constituer une exception ; il est vraisemblable qu'il faut la rattacher à la série normale de la Sainte-Beaume (Aubagne-Gémenos), d'où elle a été entraînée par le mouvement de la grande faille de décrochement qui limite occidentalement l'Olympe et le dôme de la Lare, avant de pivoter vers l'Ouest pour occuper son emplacement actuel, en dépassant ainsi la zone disloquée dont l'érosion devait faire la bande triasique d'Auriol.

Vers l'Ouest, on passe brusquement de la région érodée à ce qui devait devenir la chaîne de l'Étoile, où le Crétacé moyen est conservé ; le passage est si rapide, que nous ne serions pas éloigné de penser que la faille qui limite vers l'Ouest le massif

d'Allauch existait dès le Crétacé moyen. Quoi qu'il en soit, la différence de composition stratigraphique entre l'Étoile, et ce qui se trouve plus à l'Est, indique une hétérogénéité profonde, qui s'est traduite plus tard par la série des grandes failles qui ont pris naissance autour du massif d'Allauch et dans le socle de la Sainte-Beaume.

L'étendue des érosions au Crétacé moyen est confirmée par l'extension de la bauxite, dont la répartition montre que tout l'Est de la Provence était émergé, et même assez profondément érodé. L'étude des conglomérats du Crétacé supérieur a même permis d'affirmer l'affleurement d'une partie du massif cristallin des Maures, et de son enveloppe permo-triasique. La bauxite s'avance vers l'Ouest suivant trois bandes principales, dont la plus septentrionale suit à peu près la rive gauche de la Durance jusqu'aux Alpilles, et constitue l'Isthme Durancien proprement dit; la bauxite y repose toujours sur le Crétacé inférieur.

La deuxième avancée de la bauxite correspond au massif érodé dont nous avons déjà parlé, et qui se termine vers Allauch.

Enfin, les gîtes de bauxite du Revest, près de Toulon, marquent l'amorce d'une troisième avancée occidentale, au Sud du bassin du Beausset. On sait d'ailleurs que dans celui-ci, plusieurs assises se réduisent ou disparaissent vers l'Est, et que le Cénomaniens se charge de conglomérats vers le Sud, ce qui montre le voisinage du rivage dans ces directions.

Au Crétacé supérieur, la tendance à la réalisation d'alignements EW s'affirmera de plus en plus, se superposant à l'ennoyage de la basse vallée du Rhône. Le Sénonien marin s'est avancé en transgression, depuis les zones d'où la mer ne s'était jamais retirée (Nerthe-Étoile et partie ouest du bassin du Beausset), sur le promontoire d'Allauch, et le bord sud de l'Isthme Durancien (la Fare, au Nord de Berre). Puis, l'isolement des bassins devenus lacustres, à la fin du Crétacé, résulta d'un compartimentage plus poussé. Jusqu'au Bégudien, ce lac n'a pas dépassé vers le Nord la Sainte-Victoire; les conglomérats qui le bordent au Sud montrent que cet anticlinal devait commencer à s'esquisser, et à constituer un rivage.

Au Rognacien, les eaux gagnent vers le Nord ce qu'elles perdent au Sud, mais en contournant la Sainte-Victoire. En dehors du bassin d'Aix et des Alpilles, il est peu vraisemblable que le lac rognacien ait été très continu. Ce n'est qu'en certains points de la vallée de la Durance que les eaux ont été assez larges et tranquilles pour donner lieu à une sédimentation cal-

caire. Partout ailleurs, les marnes et grès garumniens ont dû se déposer dans un système de lacs très discontinus. L'apparition des dépressions qu'ils ont occupées résulte d'une déformation déjà très appréciable, qui a comporté par place des plissements dont l'érosion était allée assez loin.

Le basculement du Sud au Nord s'est encore accentué à l'Éocène inférieur. On admet communément à cette époque un début d'exondation de la partie méridionale du bassin d'Aix, tandis que les lacs s'étendaient très loin vers le Nord, débordant au delà des lacs garumniens. Près d'Amplus, on voit le lac éocène envahir de véritables vallées creusées dans le Jurassique supérieur. Près d'Apt, l'Éocène inférieur contient des conglomérats fréquents, parfois torrentiels, qui matérialisent la transgression. Plus loin encore, c'est le Lutétien qui est transgressif. Plus encore que pour les dépôts daniens, il est peu vraisemblable que les dépôts éocènes aient jamais constitué une nappe continue ; ils ont dû se former dans une série de petits lacs, dont l'origine doit tenir à des gauchissements de la surface, interrompant le drainage régulier qui s'était établi antérieurement.

Les dépôts lutétiens sont redressés le long des plis, ou enfouis sous les chevauchements jurassiques. Les principales dislocations tectoniques leur sont donc postérieures, d'ailleurs de peu, puisque le Ludien, là où il existe (Aix, Apt) est discordant.

En dehors des synclinaux, relativement peu étendus, où le Lutétien s'est déposé, nous ignorons presque partout quelle était l'importance des déformations antérieures, et en particulier dans quelle mesure les anticlinaux pouvaient être déjà rompus ou érodés. L'abondance des conglomérats à la base du Crétacé supérieur fluvio-lacustre (Valdonien) donne l'impression que c'est surtout à ce moment que de tels mouvements ont pu se produire, mais nous avons vu que le promontoire d'Allauch était ébauché dès le Crétacé moyen.

Nous savons que la série stratigraphique différait profondément de l'Est à l'Ouest. A l'Ouest, la série jurassique et crétacée inférieure, épaisse, comporte des termes marneux et est recouverte par l'énorme complexe, essentiellement marneux, du Crétacé supérieur et de l'Éocène. A l'Est, au contraire, les calcaires jurassiques, beaucoup plus minces, ne sont recouverts que par un manteau vraisemblablement discontinu de dépôts garumniens et éocènes, relativement plastiques. Nous avons vu qu'outre cette modification générale d'Est en Ouest, des bandes sensiblement différentes alternent du Nord au Sud.

Ces différences de composition se sont traduites par d'impor-

tant de différences dans le style des accidents. Alors que dans l'Ouest, la série épaisse était affectée par des plis de grande amplitude dont la Sainte-Victoire constitue le meilleur exemple, dans l'Est, les accidents présentent des formes très particulières, profondément différentes. Même des accidents très courts et de peu d'importance comportent une rupture de la série jurassique, et un chevauchement sur les synclinaux voisins. L'érosion devait en effet avoir profondément éventré les anticlinaux, soit au cours d'une phase embryonnaire antérieure, soit dès le début de la dernière phase, si bien qu'à la fin de celle-ci, la masse résistante des calcaires n'était plus continue, ce qui a permis à l'un des flancs de l'anticlinal de glisser par dessus le second, jusque sur le synclinal voisin (Lutaud).

Les variations d'épaisseur de la série ont parfois entraîné la localisation des accidents. L'exemple le plus net en est fourni par les bassins du Beausset et de l'Arc, dans lesquels les dépôts, datant de périodes différentes du Crétacé, atteignent une épaisseur exceptionnelle, et que les plissements contournent sans les affecter.

Peut-on, dans le plan des accidents provençaux, relever une influence plus directe des accidents antérieurs au Lutétien ? Dans le promontoire d'Allauch, l'hétérogénéité datant du Crétacé moyen s'est traduite seulement par une série de ruptures et de décrochements ; n'y-a-t-il pas des régions où l'on puisse retrouver les directions des accidents anciens, plus ou moins combinées avec celles, éventuellement différentes, des accidents éocènes ?

Une telle explication serait particulièrement tentante au Nord de la Sainte-Victoire, où les accidents sont nettement orientés suivant deux directions à 45° l'une de l'autre : mais une étude objective ne permet pas de constater de différence systématique entre les accidents des deux directions, qui puisse conduire à leur attribuer des âges différents ; les relations avec les différents dépôts tertiaires sont exactement les mêmes. On peut tout aussi bien expliquer un tel quadrillage en admettant qu'à côté de la principale compression, transversale, il s'en est produit une autre, plus faible et longitudinale, analogue à celle que les failles de décrochement mettent directement en évidence autour de la Sainte-Beaume.

Le sens dans lequel s'est fait le chevauchement est assez variable suivant les points. Il est vraisemblable que, dans la plupart des cas, la dissymétrie résultant du voisinage d'un synclinal affaissé a suffi pour entraîner le déversement de l'anticlinal dans cette direction. Le double déversement vers le syncli-

nal de Rians, dans la région érodée de l'Isthme Durancien, est typique.

Même en l'absence d'érosion antérieure, le déversement des plis de la Provence occidentale vers les synclinaux voisins est souvent très net, le meilleur exemple en étant fourni par le déversement de la Sainte-Victoire vers le synclinal de l'Arc. On comprend également le déversement des anticlinaux, plus ou moins rompus dans la dernière phase, de l'Étoile et de l'Olympe, vers ce même synclinal.

Le cas de la Sainte-Beaume est plus curieux : nous avons vu que le Crétacé inférieur, qui est très épais dans le flanc renversé, a été enlevé dans le socle, qui jouait donc le rôle d'aire surélevée par rapport au bassin du Beausset. On aurait donc pu s'attendre à ce que le pli se déverse vers ce bassin. Mais en réalité, cette disposition devait être complètement inversée au moment où le pli a pris naissance : l'existence des bassins effondrés du versement sud (Chibron, etc.), et surtout, de la déchirure par laquelle apparaît le Trias de Méounes et Roquebrussanne, montre que le flanc normal ne pouvait être soumis à une très forte compression. Il est vraisemblable que le mouvement de bascule dont la répartition des dépôts éocènes fournit la preuve s'est traduit ici par une très forte dénivellation entre le bassin du Beausset et le socle de la Sainte-Beaume, et que là la gravité a joué un rôle important en faisant glisser vers le Nord le pli couché de la Sainte-Beaume.

Nous pouvons passer plus rapidement sur les périodes qui ont suivi la déformation.

A l'Oligocène, toutes les dépressions, d'origine tectoniques ou façonnées par l'érosion, de la Provence occidentale ont été envahies par des lacs, dont le caractère saumâtre par place tenait peut-être surtout au lessivage du Trias voisin, et dans lesquels l'abondance des conglomérats indique une érosion très intense des reliefs environnants.

Au Miocène, c'est encore par l'Ouest que la mer pénètre dans la Provence, à partir de l'aire d'ennoyage du Bas-Rhône, tandis que la Provence orientale restait émergée.

Aujourd'hui encore, les surfaces d'érosion miocènes plongent vers le Bas-Rhône, et tous les reliefs anciens s'y ennoient, en disparaissant sous le niveau des alluvions actuelles.

Là où existe du Miocène, marin ou lacustre, il est possible de faire exactement la part des mouvements alpins. On constate ainsi que ces mouvements sont très peu importants (une petite ride au Nord d'Aix), ou inexistants. Là où il n'y a pas de Miocène

(Provence orientale), les plis ont une unité de style qui permet difficilement de leur attribuer des âges différents. S'il y avait des accidents d'âge alpin, ils devraient recouper les accidents antérieurs, alors que l'on voit les différents plis se raccorder, comme s'ils avaient pris naissance simultanément. Les mouvements alpins n'ont donc pas modifié d'une façon appréciable la forme des plis antérieurs.

En résumé, toute l'histoire de la Provence nous apparaît comme la résultante de deux tendances. La première, qui ne s'est pas démentie du Jurassique à nos jours, est la tendance à l'ennoyage de la région rhodanienne, entre les môles du Massif Central et de la Provence cristalline. Cette tendance s'affirme dans la répartition des faciès, aussi bien que dans le jeu des érosions. Elle s'est traduite par de profondes différences dans la composition lithologique de la couverture secondaire, entre l'Est et l'Ouest de la Basse Provence.

Le second phénomène qui est venu interférer avec cette tendance permanente s'est fait sentir du milieu du Crétacé au milieu de l'Éocène, c'est-à-dire, au moment même où se formaient les Pyrénées. Il s'est traduit par la différenciation de bandes EW, qui ont joué successivement les unes par rapport aux autres. Au début, la plus continue de ces bandes a été l'isthme qui suivait la rive gauche de la Durance actuelle. Le môle d'Allauch, qui comprenait également les régions situées plus à l'Est, semble s'être terminé d'une façon très abrupte vers l'Ouest. Puis s'est produit, en même temps qu'une compression qui décollait la couverture en l'obligeant à se froncer, un basculement d'ensemble du Sud au Nord, au cours duquel se sont achevés les plissements que nous observons.

Il est peu de régions plissées où les déformations se soient produites à une aussi faible profondeur que dans la Provence. Dans l'Est, fortement érodé, nulle couverture plastique ne protégeait les calcaires jurassiques, dont la continuité s'est trouvée très rapidement interrompue par l'érosion, si bien que les moindres accidents ont dégénéré en chevauchements, souvent d'ailleurs de faible amplitude.

A cause même du voisinage de la surface, la gravité semble avoir joué un rôle important dans la formation des plis; la fréquence des étirements de couches montre que les séries en cours de déformation ont souvent été soumises à des efforts de tension, au moins suivant certaines directions, tension que la seule compression latérale serait évidemment incapable d'expliquer. La région méridionale s'étant soulevée progressivement,

les plis se sont déversés vers la région basse, au Nord, sauf sur le bord de quelques synclinaux particulièrement importants, vers lesquels les plis se sont couchés.

L'hétérogénéité qui résultait, directement ou indirectement, de la tendance à l'ennoyage vers l'Ouest a empêché les plis formés d'être aussi continus qu'en d'autres régions. Un pli volumineux, formé dans une série épaisse, comme celui de la Sainte-Victoire, ne pourrait évidemment se prolonger par un des multiples petits accidents de la série, amincie par l'érosion et les lacunes, des environs de Salernes. Plus au Sud, le môle d'Allauch était profondément discontinu dès le Crétacé moyen. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce que, lors des plissements éocènes, de multiples failles de décrochement y aient pris naissance, séparant des compartiments qui se sont plissés de façons très différentes.

La dernière question qui se pose concerne les relations entre les déformations de la couverture calcaire et celles du socle cristallin. Le mécanisme même du décollement de la couverture jurassico-crétacée, glissant sur les couches gypso-salines du Keuper, ne saurait faire le moindre doute. Mais que sont les dislocations propres du socle cristallin sous la Provence calcaire ? l'allure des grandes cassures est-ouest qui traversent le massif des Maures ne nous en fournit sans doute pas une image très exacte, si l'on en juge par la façon dont le style des accidents de couverture se transforme de l'Ouest à l'Est. D'autre part, ces accidents sont d'autant plus largement indépendants de ceux du socle, qu'entre les deux s'intercalait le Muschelkalk, lui-même légèrement décollé, et plissé pour son propre compte.

La disparition sous la mer, à plus de 2.000 m de profondeur, de tout ce qui devait constituer la zone axiale et la partie méridionale de la chaîne provençale nous empêchera d'ailleurs toujours d'en donner une interprétation complète.

BIBLIOGRAPHIE

(limitée aux ouvrages récents ou essentiels)

- COLLOT. — Description du terrain crétacé de la Basse Provence. *B. S. G. F.*, 3, XVIII, p. 49, 1890 et 3, XIX, p. 39, 1891.
- CORROY. — Le massif de la Sainte-Beaume. *Bull. Carte Géol.*, n° 201, t. XLI, 1939.
- DENIZOT. — Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, t. XXVI, Mém. V, 1934.

- A. F. DE LAPPARENT. — Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Carte Géol.*, n° 198, t. XL, 1938.
- LUTAUD. — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Thèse, et Revue de Géographie*, t. XII, 1924.
-

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV

Forme actuelle d'un quadrillage kilométrique, supposé tracé sur les bancs jurassiques avant les déformations tectoniques.

Trait fort de dix en dix kilomètres. Le quadrillage est en traits interrompus lorsque la série est renversée.

Pour se rendre compte de la déformation due à un accident déterminé, comparer le quadrillage déformé au prolongement régulier du quadrillage situé de l'un des côtés de l'accident.

LES CAECIDAE ÉOCÈNES DU BASSIN DE PARIS,
DU COTENTIN ET DE LA BRETAGNEPAR L. et J. Morellet¹.

Primitivement confondues avec les Dentales, puis rapprochées des Céphalopodes (*Orthoceras*), les minuscules coquilles pour lesquelles Fleming (1817) a créé le genre *Caecum* (type *Dentalium trachea* MONTAGU, 1803) constituent aujourd'hui la famille des *Caecidae*, dont la place systématique est au voisinage des *Vermetidae* et des *Turritellidae*, de l'avis à peu près unanime des zoologues.

Longue seulement de quelques millimètres, la coquille des *Caecidae* est théoriquement constituée par un nucléus embryonnaire enroulé en spirale, auquel fait suite un tube, de section circulaire, plus ou moins arqué et contourné. Cependant, si certaines espèces conservent cet aspect leur vie durant, d'autres, les plus nombreuses, se comportent différemment. La spire embryonnaire se détache par troncature au niveau d'une cloison interne sécrétée par l'animal; la coquille se trouve ainsi réduite à un simple tube, obturé à sa partie postérieure, qui tombe elle-même à son tour chaque fois qu'au cours de la croissance se produit une nouvelle cloison.

Ces observations dues à P. P. Carpenter² et confirmées par de Folin³ permettent de répartir les *Caecidae* en deux groupes, l'un renfermant les formes à spire caduque, l'autre les formes à spire persistante. Le premier comprend le genre *Caecum* FLEMING, 1817 (avec deux subdivisions subgénériques ou sectionnelles : *Caecum* s. str. et *Mioceras* CARPENTER, 1858)⁴ et le genre *Watsonia* DE FOLIN, 1879, si ce dernier toutefois appartient bien aux *Caecidae*. Dans le second rentre le genre *Strebloceras* CARPENTER, 1858, à côté duquel il convient sans doute de placer le genre

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

2. P. P. CARPENTER. First step towards a Monograph of the *Caecidae*, a Family of Rostriferous Gasteropods, *Proceed. Zool. Soc.*, 1858, p. 413.

3. L. DE FOLIN. Monographie de la famille des *Caecidae*, Bayonne, 1875.

4. Carpenter écrivait *Meioceras*, mais, comme Cossmann l'a fait remarquer (*Essais Paléoconch.*, IX, 1912, p. 154), *Mioceras* est plus correct.

Parastrophia DE FOLIN, 1869¹, bien que son classement parmi les *Caecidae* ne soit pas entièrement démontré.

Nous avons intentionnellement laissé de côté, comme étant *incertae sedis*, les deux genres fossiles *Thecopsella* MUNIER-CHALMAS, in COSSMANN² et *Euchilotheca* FISCHER, 1882³, que divers auteurs, Cossman² notamment, rangent dans les *Caecidae*, dont ils s'écartent cependant par leur nucléus utriculaire ou ovoïde et jamais spiral, alors que d'autres (Fischer³, G. Dollfus et G. Ramond⁴) les rattachent aux Ptéropodes.

Le tableau ci-dessous résume la classification des *Caecidae*.

Classification des *Caecidae*.

Coquille adulte dépourvue du nucléus spiral	tube conique acuminé à son extrémité postérieure.....	Genre <i>Watsonia</i>
	tube cylindrique et tronqué à son extrémité postérieure	nucléus spiral enroulé dans un même plan; diamètre du tube croissant régulièrement de la troncature postérieure jusqu'à l'ouverture..... Section <i>Caecum</i> s. str.
	GENRE <i>Caecum</i> .	nucléus subspiral enroulé en forme de corne de bœuf; tube renflé au milieu, atténué aux 2 extrémités..... Section <i>Mioceras</i>
Coquille adulte conservant le nucléus spiral	nucléus spiral héliciforme	Genre <i>Strebloceras</i>
	nucléus à peine spiral en forme de crosse minuscule	Genre <i>Parastrophia</i>

I. BASSIN DE PARIS.

Watsonia DE FOLIN, 1879.

L. DE FOLIN. *Caecidae* of the Challenger Expedition, *Proceed. of the Zoolog. Soc.*, Londres, 1879, p. 808.

L. DE FOLIN. Report on the *Caecidae* collected by H. M. S. Challenger

1. *Parastrophia* DE FOLIN remplace *Moreletia* DE FOLIN, préemployé. Voir DE FOLIN, Les Fonds de la mer, t. I, p. 120 et p. 174.

2. M. COSSMANN. Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Éocène des environs de Paris, fasc. III, Bruxelles, 1888 p. 298. Le géotype *Thecopsella Fischeri* MUN.-CH. mss. (Lutétien, Chaussy), est conservé dans la collection du Laboratoire de Géologie de la Sorbonne.

3. P. FISCHER. Manuel de Conchyliologie, p. 437.

4. G. DOLLFUS et G. RAMOND. Liste des Ptéropodes du terrain tertiaire parisien, *Mém. Soc. Royale Malacolog. de Belgique*, XX, 1885, p. 9 du tiré à part.

during the years 1873-1876. Report on the scientific results of H. M. S. Challenger during the years 1873-1876, Zoology, vol. XV, 1886, Appendix B, p. 682-683, pl. I, fig. 4-6.

Cossmann (Essais Paléoconch., IX, 1912, p. 153-154) s'est complètement mépris sur le genre *Watsonia* que caractérise avant tout la forme conique et acuminée de son extrémité postérieure (fig. 1), Sans qu'on en saisisse la raison, il a substitué au génotype, *Watsonia elegans* DE F. (Actuel)¹, un génotype de son choix, *Caecum subannulatum* DE F. (Actuel), qui, par son extrémité postérieure cylindrique et tronquée (fig. 2), est un



FIG. 1. — *Watsonia elegans* DE FOLIN (Actuel) $\times 12,5$. L'une des figures types (fig. 6), réduite de moitié.



FIG. 2. — *Caecum subannulatum* DE FOLIN (Actuel) $\times 18$. Figure type, réduite de moitié.

Caecum indiscutable, dont le seul point commun avec *Watsonia* est d'avoir l'ouverture circonscrite par un bourrelet. La même remarque s'applique à *Caecum tenuistriatum* BOETTGE. (Oligocène du bassin de Mayence) qu'il a pris comme plésiogénotype.

La conséquence de cette erreur initiale est qu'aucune des espèces éocènes, oligocènes et actuelles que cet auteur rapporte à *Watsonia* (*loc. cit.*, p. 154) n'appartient à ce genre ; sans doute en est-il de même, mais nous n'avons pu le vérifier, pour celles qu'il cite du Miocène et du Pliocène américains, de sorte que l'existence du genre *Watsonia*, à l'état fossile, paraît très problématique.

1. TRYON (Manuel of Conchology, vol. 8, p. 223) dit de cette espèce qu'elle est « unfigured », ce qui s'explique du fait que le volume 8 de son Manuel a paru l'année même où de Folin l'a figurée (1886). Même observation pour *Strebloceras subannulatum* DE F., figuré par de Folin à côté de *Watsonia elegans* (*loc. cit.*, p. 682, pl. I, fig. 2-3).

Caecum FLEMING, 1817.*A. Caecum* s. str.

D'après Cossmann (Essais, IX, 1912, p. 153) aucun *Caecum* s. str. ne serait connu dans l'Éocène. En ce qui concerne l'Éocène parisien, c'est cependant à ce sous-genre qu'il convient de rapporter les deux espèces que cet auteur (*loc. cit.*, p. 154) classait à tort dans les *Watsonia* : *Caecum novallacense* Cossm. et la forme qu'il confondait avec *Caecum lituus* DESH. et que nous allons décrire sous le nom de *Caecum erroneum* nob. A ces deux espèces, nous en adjoindrons une autre qui est entièrement nouvelle.

1. *Caecum novallacense* Cossm.

Fig. 3.

C. Houdasi Cossm. Cossmann, Catal., app. 4, p. 57, pl. IX, fig. 122-3.

C. novallacense Cossm. Cossmann et Pissarro, Icon., pl. XX, fig. 122-3.

Au nom primitif de *Houdasi*, préemployé par lui pour une espèce de Bois-Gouët, Cossmann a dû substituer celui de *novallacense* (*Revue critiq. paléozool.*, juillet 1907).

Voici, refaite d'après l'unique échantillon connu (Thanétien de Noailles, coll. Houdas¹), la description de cette espèce :

Coquille lisse, dépourvue de spire, régulièrement arquée dans un même plan ; diamètre du tube croissant à peine de l'arrière à l'avant ; extrémité postérieure tronquée, obturée par un septum peu saillant, en forme de cône oblique très surbaissé ; ouverture simple, dépourvue de bourrelet. Longueur 1,5 mm.



FIG. 3. — *Caecum novallacense* Cossm. (Thanétien) $\times 10$.
Noailles (échantillon type, coll. Houdas).

A titre de variété nous rattachons à *C. novallacense* un individu des Sables moyens (Bartonien) du Guépelle (coll. Bezançon, sous le nom erroné de *Caecum Bezanconi* Cossm.), très voisin du type, mais chez lequel la forme du tube est un peu plus arquée et le diamètre augmente plus rapidement.*

Rapports et différences. — *C. novallacense* et ses variétés bartoniennes se distinguent de leurs congénères éocènes du bassin de Paris par la forme de leur septum.

1. La collection Houdas, de même que les collections Deshayes et Bezançon que nous citerons par la suite, est conservée à l'École des Mines.

2. *Caecum erroneum* n. sp.

Fig. 4-6.

An *Dentalium pygmaeus* DEFRANCE, 1819 (Dict. Sc. nat., t. 13, p. 71) ?

Coquille lisse, dépourvue de spire, régulièrement arquée dans un même plan ; diamètre du tube croissant insensiblement de l'arrière à l'avant ; extrémité postérieure tronquée, obturée par un septum presque plan ; ouverture circonscrite par un bourrelet. Longueur 2,5 mm, diamètre de l'ouverture 0,3 mm.



FIG. 4. — *Caecum erroneum*
MORELLET (Lutétien) $\times 10$.
Grignon (coll. Deshayes).



FIG. 5-6. — *Caecum erroneum*
MORELLET (Éocène) $\times 10$.
Néhou, Manche (coll. Morellet).

Certains échantillons peuvent présenter sur leur longueur un bourrelet annulaire, correspondant à un arrêt de croissance (fig. 6).

Cette espèce n'est autre que celle figurée par Cossmann et Pissarro dans l'Iconographie (pl. XX, fig. 122-4) sous le nom erroné de *C. lituus* DESH, et que Cossmann (Essais, IX, 1912, p. 154) a confondue avec l'espèce de Deshayes, ce qui lui a fait écrire, à tort, que cette dernière n'était pas un *Strebloceras*. Quant à rattacher ce faux *lituus* à *Watsonia*, comme l'a fait Cossmann (*loc. cit.*), il ne saurait en être question pour les raisons précédemment indiquées.

Gisement. — Lutétien : Septeuil (d'où provient l'échantillon figuré dans l'Iconographie), Grignon (coll. Deshayes, sans dénomination), Chaussy (coll. Houdas, sous le nom de *C. lituus*, et notre coll.), Thionville-sur-Obton (notre coll.), Châteaurouge et Courtagnon (coll. Bezançon, sous le nom de *C. lituus*).

Il se pourrait que cette espèce existât au Cuisien. Sous le nom de *C. lituus*, la collection Houdas renferme en effet un échantillon de Liancourt (niveau d'Hérouval) qui est très voisin de *C. erroneum*, malgré l'absence de bourrelet, due peut-être d'ailleurs à une mutilation.

3. *Caecum larva* n. sp.

Fig. 7.

Coquille lisse, dépourvue de spire, régulièrement arquée dans un même plan ; diamètre sensiblement égal sur toute la longueur du tube ; ouverture simple, non bordée ; septum en forme de calotte sphérique, plus ou moins saillant. Longueur 2,75 mm, diamètre de l'ouverture de 0,6 mm.



FIG. 7. — *Caecum larva* MORELLET (Bartonien) $\times 10$. Valmondois (coll. Morellet).



FIG. 8. — *Caecum larva* var. *minor* MORELLET (Lutétien) $\times 10$. Ferme de l'Orme (coll. Bezançon).

Gisements. — Bartonien (Sables moyens) : Valmondois (loc. type ; notre coll., coll. de Vergnes), le Fayel (notre coll.).

Nous connaissons du Lutétien (Ferme de l'Orme, coll. Bezançon, sous le nom erroné de *C. lituus*) et des sables de Cresnes (Marines, coll. Houdas) une variété *minor*, qui ne diffère du type que par ses dimensions d'un tiers plus petites (fig. 8).

B. *Mioceras*¹.*Mioceras* (?) *cornigerum* n. sp.

Fig. 9.

Coquille lisse, dépourvue de spire ; tube régulièrement arqué dans un même plan, peu ventru, légèrement géniculé à la partie antérieure, faiblement rétréci à ses extrémités ; extrémité postérieure tronquée, obturée par un septum mucroné ; ouverture simple, très oblique ; traces de coloration consistant en zones annulaires alternativement claires et brunâtres. Longueur 2 mm, plus grand diamètre 0,4 mm.

Cet ensemble de caractères nous paraît de nature à justifier le classement de cette coquille parmi les *Mioceras*, plutôt que

1. Sur ce sujet on pourra consulter utilement : L. DE FOLIN. Le genre *Meioceras*, Ann. Soc. Linn. départ. de Maine-et-Loire, 11^e année, Angers, 1869, p. 17-31.

parmi les *Caecum* s. str. Un doute subsiste cependant, car, si la différence entre les deux sections est très nette sur les individus adolescents du fait que l'enroulement de la spire est totalement dissemblable, elle est beaucoup plus délicate pour les individus adultes qui sont dépourvus de spire, certains *Caecum* (*C. laeve* ADAMS, Actuel, par exemple) tendant à prendre la forme ventrue des *Mioceras* et certains *Mioceras* ayant un aspect très voisin de celui des *Caecum* (*M. tenerum* DE F., Actuel, par exemple).



FIG. 9. — *Mioceras* ? *cornigerum* MÔRELLET (Lutétien) $\times 10$.
Ferme de l'Orme (coll. Bezançon).

M. cornigerum, qui rentrerait dans cette dernière catégorie, serait le premier *Mioceras* signalé dans l'Éocène d'Europe.

Gisement. — Lutétien : Ferme de l'Orme (coll. Bezançon, sous le nom erroné de *C. lituus*).

Strebloceras CARPENTER, 1858.

1. *Strebloceras lituus* (DESH.).

Fig. 10.

1864. *Caecum* (*Strebloceras*) *lituus* DESHAYES. Description des Animaux sans vertèbres, II, p. 302, pl. XXVI, fig. 4-6.

Il convient de maintenir cette espèce parmi les *Strebloceras* où la plaçaient Deshayes et Fischer. Les raisons invoquées par Cossmann (Essais, IX, p. 156) pour en faire un *Watsonia* reposent sur une confusion, doublée d'une méconnaissance de ce dernier genre. Le *lituus* COSSM. n'est pas le *lituus* DESH., mais l'espèce que nous venons de décrire sous le nom de *Caecum erroneum*, et, nous l'avons vu, n'a par ailleurs aucun rapport avec le genre *Watsonia*. Pour justifier son opinion, Cossmann a mis en avant une erreur possible dans la légende de la planche XXVI de Deshayes, mais s'il est exact qu'une interversion de numérotage se soit produite entre *C. Edwardsi* DESH. et *C. Carpenteri* DESH., tous deux du Stampien, elle ne concerne nullement *C. lituus*, dont la figuration correspond parfaitement à l'échantillon type (Lutétien, Parnes, coll. Deshayes), comme nous nous en sommes assurés.

FIG. 10. — *Strebloceras lituus* (DESH.) Lutétien $\times 10$.
Chaussy (coll. Houdas).



La description par contre doit être légèrement corrigée et

complétée ; la spire ne s'enroule pas dans un même plan, comme chez les Planorbis, mais est en réalité héliciforme, saillante d'un côté, ombiliquée de l'autre. D'autre part, le tube, presque rectiligne chez les individus non adultes, ce qui est le cas du type (1 mm), s'incurve avec l'âge, comme nous l'avons constaté sur des échantillons de 1,75 mm (Lutétien, Chaussy, coll. Houdas).

Gisements. — Cuisien : Hérouval (niveau d'Hérouval), d'après un échantillon (longueur 1 mm) de la coll. Houdas qu'il serait prématuré de séparer des individus lutétiens.

Lutétien. *C. lituus* est rare dans les collections où, le plus souvent, sont étiquetés sous ce nom des *C. erroneum*. Les seules localités où nous le connaissions avec certitude sont : Parnes (type), Grignon et Boursault (coll. Deshayes), Villiers (coll. Houdas), Chaussy (coll. Houdas et notre coll.), Courtagnon (coll. Bezançon), Thionville-sur-Obton (coll. Cossmann).

2. *Strebloceras Bezanconi* (Cossm.).

Fig. 11.

1888. Cossmann, Catal., fasc. III, p. 297, pl. XI, fig. 27-28.

1913. Cossmann et Pissarro, Icon., pl. XX, fig. 122-2.

Cette espèce, extrêmement voisine de *C. lituus* DESH., n'en est peut-être que l'état adulte. Elle s'en distinguerait cependant, d'après Cossmann, par l'orientation du nucléus par rapport à la courbure du tube ; mais, si l'on prend soin de comparer des individus de *C. Bezanconi* ayant la taille de *C. lituus* (1 à 1,75 mm), on s'aperçoit que la disposition est identique chez les deux formes ; c'est uniquement la torsion de la coquille qui, chez les individus plus âgés, donne l'illusion d'une différence dans l'orientation du nucléus.



FIG. 11. — *Strebloceras Bezanconi* (Cossm.) (Bartonien) $\times 10$.
Ferme d'Evry, près Dravegny (coll. MORELLET).

Gisement. — Dans le bassin de Paris, cette espèce n'est connue jusqu'ici que du Bartonien (Sables moyens) : Mont-Saint-Martin (loc. type ; coll. Bezançon, notre coll.), Ferme d'Evry, près Dravegny (notre coll.), Chéry-Chartreuve (coll. de Laubrière), Beauchamp (coll. Bezançon). L'échantillon du Guépelle (coll. Bezançon) signalé par Cossmann (Cat., III, p. 297) n'appartient pas à cette espèce et est un *Caecum* s. str., voisin de *C. novallacense* COSSM.

Parastrophia DE FOLIN, 1869¹.

En dehors de l'espèce que nous allons décrire, nous avons trouvé à Hérouval dans le Cuisien (niv. d'Hérouval) un échantillon qui, malgré sa taille plus grande (7 mm), est par sa forme et son aspect général très voisin de notre *P. corniculum*, mais, comme il est mutilé à sa partie postérieure, on ne peut affirmer, bien que ce soit vraisemblable, qu'il appartient au genre *Parastrophia*.

Parastrophia corniculum n. sp.

Fig. 12.

Coquille en forme de corne de bœuf; spire embryonnaire réduite à une simple crosse microscopique; tubè s'évasant rapidement à l'origine, présentant, à environ 0,75 mm de sa naissance, un faible bourrelet annulaire, à partir duquel l'augmentation du diamètre devient plus lente; ouverture régulièrement circulaire et simple; stries d'accroissement bien marquées et obliques. Longueur 5 mm, diamètre de l'ouverture 0,5 mm.



FIG. 12. — *Parastrophia corniculum* MORELLET (Ludien) a $\times 11$, b $\times 15$.
Chavençon (coll. Morellet).

Rapports et différences. — Cette espèce est très voisine de *P. asturiana* de Folin (Actuel) et de *P. Folini* B., D. et D. (Actuel)²; nous avons cependant cru préférable de lui donner

1. Voir L. DE FOLIN. Note relative au genre *Parastrophia*, *Journ. Conchyliol.*, 1877, p. 203-207, pl. V.

2. E. BUCQUOY. Ph. DAUTZENBERG et G. DOLLFUS. Les Mollusques marins du Roussillon, 1884, p. 233, fig. 5.

un nom spécifique distinct. C'est le premier représentant fossile certain du genre *Parastrophia*.

Gisement. — Bartonien (Sables de Cresnes) : Marines (coll. Houdas). Ludien : Chavençon (loc. type ; notre coll.).

II. COTENTIN.

Bien qu'aucun n'y ait encore été signalé, les représentants des *Caecidae* ne sont pas très rares dans l'Éocène du Cotentin, particulièrement dans le sable qui remplit les Campaniles du falun à Cérithes. Nous avons reconnu la présence de deux *Caecum* et d'un *Strebloceras*.

Caecum erroneum MORELLET.

Fig. 5-6.

C'est de beaucoup la forme la plus abondante ; nous en possédons une douzaine d'échantillons, indiscernables de ceux du Lutétien du bassin de Paris, mais atteignant parfois une taille plus considérable (3 mm).

Gisement. — Falun à Cérithes : Hauteville, Néhou (notre coll.). Couche à *Modiola Gervillei* : Port Bréhay, commune de Gourbesville, (notre coll.).

Caecum occidentale n. sp.

Fig. 13.

Coquille lisse, dépourvue de spire, régulièrement arquée dans un même plan ; diamètre du tube croissant insensiblement mais notablement de l'arrière à l'avant ; extrémité postérieure tronquée, obturée par un septum en forme de calotte sphérique, peu saillante ; ouverture simple, non bordée. Longueur 2 mm, diamètre de l'ouverture 0,3 mm.



FIG. 13. — *Caecum occidentale* MORELLET (Éocène) $\times 10$.
Hauteville, Manche (coll. Morellet).

Rapports et différences. — Cette espèce est voisine de *C. larva* par la forme de son septum ; elle s'en distingue par son aspect encore plus grêle que celui de la variété *minor* et surtout par la différence sensible de diamètre que présentent ses extrémités antérieure et postérieure.

Gisement. — Falun à Cérithes : Hauteville, Néhou (notre coll.).

Strebloceras Bezançon COSSM.

L'unique échantillon que nous avons récolté est identique à ceux du Bartonien du bassin de Paris.

Gisement. — Falun à Cérithes : Hauteville (notre coll.).

III. BRETAGNE.

Cossmann (Mollusques éocéniques de la Loire-inférieure) indique la présence à Bois-Gouët de deux espèces : *Caecum lituus* DESH. et *C. Houdasi* COSSM.

Des trois individus, d'ailleurs très différents entre eux, qu'il décrit et figure sous le nom de *C. lituus*, aucun n'appartient à l'espèce de Deshayes, qui, comme nous l'avons vu, est un *Strebloceras*.

L'échantillon de la coll. Bourdot (*loc. cit.*, t. II, 1^{er} fasc., p. 12, fig. 1 du texte) est un *Caecum* s. str., voisin de *C. occidentale*; son septum n'est toutefois pas régulièrement curviligne, comme chez ce dernier, mais a l'aspect d'un tronc de cône que surmonterait une calotte sphérique très surbaissée. C'est très probablement une espèce nouvelle.

L'échantillon de la coll. Houdas (*loc. cit.*, t. III, 3^e fasc., p. 194, fig. 6 du texte) est un embryon de *Parastrophia*, tout à fait comparable à celui de *P. corniculum* MORELLET (fig. 12).

Enfin, l'échantillon de la coll. Allix (*loc. cit.*, suppl¹, p. 53, pl. I, fig. 18) n'est autre que notre *C. erroneum*. Nous possédons d'ailleurs de cette espèce plusieurs individus de Bois-Gouët identiques à ceux du Cotentin et du bassin de Paris.

Caecum Houdasi COSSM. 1906.

Non *Caecum Houdasi* COSSM., 1907 (Cat., app. 4, p. 57, pl. IX, fig. 122-3).

Selon toute vraisemblance, l'unique échantillon de Bretagne sur lequel l'espèce a été créée (*loc. cit.*, t. III, 3^e fasc., p. 195, fig. 7 du texte) est un embryon détaché, provenant d'un *Caecum* s. str.; la protoconque est en effet enroulée dans le même plan que le tube, alors que si c'était un *Strebloceras*, comme la persistance de la spire pourrait le laisser supposer, elle serait située dans un plan oblique¹. La figure de droite, donnée par Cossmann, fait très nettement ressortir ce caractère, que nous avons

1. Voir L. FOLIN, *loc. cit.*, 1877, pl. V, fig. 1 a (*Caecum*) et 3. a (*Strebloceras*).

d'ailleurs pu vérifier sur le type ; la figure de gauche, par contre, est inexacte en ce que la spire y est indiquée comme séparée du tube, alors qu'en réalité elle lui est adhérente.

RÉSUMÉ.

En ce qui concerne l'Éocène parisien, cette étude nous a révélé l'existence de *Caecidae* dans le Cuisien ainsi que de plusieurs espèces nouvelles lutétiennes, bartoniennes et ludiennes ; elle nous a permis en outre de préciser les caractères et la position systématique des rares espèces antérieurement décrites. Elle nous a fait connaître la présence, jusqu'alors insoupçonnée, de *Caecidae* dans l'Éocène du Cotentin et nous a amenés, pour ce qui est de l'Éocène de Bretagne, à modifier la plupart des déterminations faites par Cossmann.

A un point de vue plus général, elle met en évidence l'existence, dès l'Éocène, de représentants indiscutables du sous-genre *Caecum* s. str., dont l'apparition était considérée comme datant de l'Oligocène (Cossmann, Essais, IX, 1912, p. 153), et celle très probable dans l'Éocène d'Europe du sous-genre *Mioceras* qui, dans cette formation, n'avait été signalé que d'Amérique, d'une façon d'ailleurs douteuse (Cossmann, *Ibid.*, p. 154). Elle conduit d'autre part à supposer que le genre *Watsonia*, mal interprété par Cossmann (*Ibid.*, p. 153), n'a pas encore été trouvé à l'état fossile, et montre par contre que le genre *Parastrophia*, connu seulement des mers actuelles, vivait déjà dans les mers éocènes.

RÉDUCTION DES MASSES INFÉRIEURES DU GYPSE VERS L'OUEST DU BASSIN TERTIAIRE PARISIEN.

PAR **G. Deicha**¹.

La répartition géographique des différentes masses du gypse de la série du Tertiaire Parisien est, dans l'ensemble, assez bien connue, surtout à la suite des travaux de L. Janet (1).

Un important progrès dans la connaissance de la répartition stratigraphique du gypse, dans le cadre de la feuille de Paris à 1/80.000^e de la Carte géologique de la France, a été réalisé grâce à G. F. Dollfus (2). La troisième édition de cette feuille porte l'indication de la limite entre la Haute-Masse du gypse et les Masses inférieures. Il existe cependant des points où cette limite ne peut être reconnue avec certitude : c'est plus particulièrement le cas de l'extrême pointe ouest des exploitations de gypse, c'est-à-dire dans l'Hautil. Les conditions dans lesquelles le gypse disparaît vers l'Ouest et le Nord-Ouest présentent un très grand intérêt ; c'est probablement pourquoi P. Lemoine a discuté, dans son ultime et monumental travail sur le Tertiaire parisien (3), le problème de la Basse-Masse dans l'Hautil.

P. Lemoine n'a pas pensé devoir se ranger à l'avis de Cuvier et de Brongniart, qui croyaient établir le parallélisme entre la Basse-Masse de la colline de Montmartre et les lits inférieurs du gypse de l'Hautil en notant la simple analogie de l'une des couches. La conclusion de P. Lemoine semble même condamner cette méthode d'établissement d'équivalences : en effet, après avoir mentionné l'opinion de Cuvier et Brongniart, il écrit :

« ... Mais il est impossible de suivre à grandes distances des subdivisions aussi subtiles, basées uniquement sur des caractères pétrographiques extérieurs. »

Malheureusement, les autres caractères, en particulier les caractères paléontologiques, manquent à peu près complètement aux couches du gypse. On est donc amené à multiplier les coupes pour éviter des sauts à travers de trop grandes distances.

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

Coupes locales détaillées dans le gypse.

De génération en génération, les géologues parisiens, qui ont travaillé plus spécialement sur le gypse, se sont appliqués à relever des coupes aussi nombreuses que minutieuses : beaucoup de ces coupes ont paru sur les pages de notre *Bulletin*; celle de M. Soyer est un modèle du genre (4). On retrouve ces coupes jusque dans les rapports sur les grands travaux et les travaux publics. Dans l'un des récents *Compte Rendus* sommaires de la Société (5), j'ai fait connaître une coupe du massif gypseux de la forêt de l'Isle-Adam, massif resté moins bien connu que ceux des abords immédiats de Paris. La découverte du « sable de Basse-Masse » montre qu'il y a intérêt encore à multiplier les observations locales dans les plâtrières. Cette tâche est même d'autant plus urgente qu'un grand nombre de petites exploitations souterraines abandonnées seront bientôt inaccessibles, sinon introuvables. Le géologue se doit de devancer les « fontis » dont l'éboulement risque à tout moment de le priver de documents précieux.

Raccords stratigraphiques de détail en Basse-Masse.

Depuis plus d'un siècle et demi que le gypse fait l'objet d'études scientifiques, ce n'est pas le nombre ni la qualité des observations qui fait le plus défaut, mais plutôt la coordination de ces observations. A côté d'affirmations isolées que tel ou tel banc se retrouve sur de grandes étendues, on ne saurait citer que les travaux de Morin (6) sur le gypse des environs de Lagny et ceux de Janet (7) sur le parallélisme des lits de la Basse-Masse d'Argenteuil et de Romainville. En effet, à l'occasion du Congrès Géologique International de Paris en 1900, L. Janet a démontré l'identité des coupes dans ces deux localités classiques du gypse, de part et d'autre de Montmartre.

Cependant Dollo, Ramond et Godbille, traduisant les idées de Munier-Chalmas, écrivaient en 1904 dans la monographie des « Grandes Plâtrières d'Argenteuil » (8) :

« Les variations à petites distances dans la superposition, l'épaisseur et la nature pétrographique des couches n'ont rien de surprenant... »

Une telle conclusion était de nature à décourager toute tentative de synthèse stratigraphique. Après avoir reconnu la nature des variations à petites distances dont il vient d'être question,

j'ai, dans ma Thèse de Doctorat, esquissé les lignes directrices de cette synthèse.

C'est la Basse-Masse qui présente le plus de possibilités, à cet égard, ceci en raison de la diversité des lits et de la large répartition géographique des témoins de cette Masse.

De très nombreuses courses dans les plâtrières exploitant la Seconde Masse m'ont persuadé que, dans le domaine du développement normal de cette Masse, celle-ci présentait, vers le tiers supérieur de sa hauteur, un double niveau-repère absolument caractéristique.

Ce niveau a l'avantage pratique d'être facilement repérable, même sur les documents photographiques, en raison du contraste offert par ses deux éléments. D'autre part, rares sont les plâtrières où il ne soit facilement accessible, ceci même si un « sous-pieds » ou un « ciel » important limitent la coupe offerte par l'exploitation.

Ce niveau-repère est constitué par une couche de marne blanche, gypseuse à la base et épaisse d'une quinzaine de centimètres, sur laquelle repose un lit de cristaux de « sélénite laminaire » approximativement de même épaisseur. Les cristaux, incolores à la base, présentent des zones d'accroissement de plus en plus nettes vers le sommet où ils se colorent de jaune suivant certaines régions cristallines bien définies.

La surface de séparation marne-sélénite est généralement soulignée de mouchetures dendritiques noires. J'ai noté cette surface : Zéro (0), comme surface de référence des coupes. J'ai noté ensuite le niveau de sélénite (+ 1) et le niveau de marne blanche (— 1), cette notation étant poursuivie positivement vers le haut, négativement vers le bas, en distinguant une douzaine de niveaux plus ou moins compréhensifs.

A titre d'exemple, je donne ci-dessous une coupe où ces niveaux apparaissent avec leurs caractéristiques :

COUPE DE MAREUIL-LÈS-MEAUX (entre le Grand-Morin et la Marne).

(+ 6) Gypse saccharoïde.....	33 cm.
(+ 5) Marne blanche.....	10 cm.
(+ 4) Gypse saccharoïde dur lité à la base.....	33 cm.
(+ 3) Cristaux et gypse saccharoïde.....	35 cm.
(+ 2) Gypse saccharoïde.....	58 cm.
(+ 1) Lit de cristaux.....	14 cm.
(— 1) Marne blanche.....	10 cm.
(— 2) Gypse saccharoïde avec lits de cristaux.....	90 cm.

(— 3) Trois lits de cristaux.....	9 cm.
(— 4) Gypse saccharoïde.....	89 cm.
(— 5) Gypse rubané cristallisé.....	14 cm.
(— 6) Gypse saccharoïde largement cristallisé à la base..	133 cm.

Il y a lieu de remarquer que certains de ces niveaux peuvent subir latéralement non seulement des modifications d'épaisseur, mais encore des changements de faciès. J'ai précisé dans ma thèse ces changements dont j'indiquerai un exemple dans la présente note en étudiant la coupe de Montigny-lès-Cormeilles.

Grâce à cette rationalisation des relevés, j'ai pu établir le parallélisme tant entre différentes coupes nouvelles que j'ai relevées, qu'entre un certain nombre d'anciennes coupes. J'ai pu montrer ainsi la grande unité de l'aire de dépôt de gypse depuis les environs de Château-Thierry jusqu'à l'Ouest de Paris.

Dans ma thèse, j'ai cependant réservé l'étude des bordures de cette aire de dépôt, l'état actuel des possibilités de documentations sur le terrain ne permettant pas une certitude suffisante. Le cas particulier du gypse de l'Hautil, a aussi été laissé de côté. Ayant complété mes observations dans ce massif j'ai pu en tirer quelques conclusions.

Quelques données nouvelles sur les masses intérieures du Gypse de l'Hautil.

L'opinion de P. Lemoine citée au début de cet exposé se trouve dans une certaine mesure justifiée dans l'Hautil. Il existe en effet sous la Haute-Masse de l'Hautil des couches de gypse alternant avec des couches de marnes. Ces couches présentent un certain nombre de caractères dont il ne semble pas avoir été tenu compte jusqu'ici.

Développement des lits de cristaux.

Déjà à l'extrême pointe ouest de la butte de Cormeilles-en-Parisis, les lits de cristaux prennent une importance plus grande dans l'ensemble de la Basse-Masse. Ce caractère s'observe en particulier à Montigny-lès-Cormeilles. Le gypse cristallisé rubané noté (— 5), généralement très confus, se présente ici comme un véritable lit de cristaux. Les trois bancs cristallins notés (— 3) offrent une épaisseur variable de l'ordre d'une vingtaine de centimètres. Le lit noté (+ 1) dépasse aussi une vingtaine de centimètres. Quant au banc (+ 3) sa puissance atteint 35 centimètres, mais il est très irrégulier, en chapelet; il passe latéralement, par

places, à des lits de gypse saccharoïde finement stratifié et dont l'épaisseur est moindre.

Dans l'Hautil, à Port-Maron, près de Vaux-sur-Seine, un puisard a révélé l'existence de lits cristallins de près d'un demi-mètre d'épaisseur, alors que les bancs de gypse saccharoïde sont réduits:

Dans tous ces lits, la triple zonation des cristaux (9) est très marquée; nous en noterons l'importance en parlant de la réduction des lits par dissolution et par manque de dépôt.

Réduction des lits par usure mécanique. — C'est aussi sur des échantillons tirés du puisard de la carrière de Port-Maron que j'ai pu observer avec le maximum de netteté un phénomène que j'ai retrouvé depuis en d'autres points, plus particulièrement à Montigny-lès-Cormeilles.

Certains bancs de cristaux, au lieu de présenter une surface supérieure irrégulière, constituée par les pointements des crêtes cristallines, sont au contraire parfaitement nivelés. Les cristaux de ces bancs semblent avoir été coupés horizontalement sans aucun égard aux faces naturelles. En réalité, il y a eu abrasion, l'abrasif ayant été constitué par les petits cristaux libres de gypse saccharoïde qui se déposaient au-dessus des lits de sélénite laminaire. Quant à l'agent moteur, il est probable que c'est le même que celui ayant laissé les ripple-marks sur d'autres surfaces de séparation de bancs, démontrant ainsi que, certains des bancs saccharoïdes étaient meubles au moment de leur dépôt. J'ai rattaché ces mouvements d'ensemble aux mêmes phénomènes généraux que ceux qui ont amené les variations de concentration déterminantes de la zonation des lits cristallins.

Réduction par dissolution et insuffisance de dépôt. — Plus loin encore vers l'Ouest, à l'extrême pointe de l'Hautil, les lits de cristaux sont très considérablement réduits par simple dissolution. A Évêquemont, localité dont j'ai pu visiter longuement les exploitations souterraines, grâce à l'amabilité de M. Bourgier, les lits de cristaux prennent une allure irrégulière. Leur aspect semble suggérer un développement ralenti, sans cesse interrompu. Nous avons déjà vu que les zones d'accroissement indiquent aussi des arrêts de cristallisation et même des débuts de dissolution.

Ces lits de cristaux présentent un faciès semblable à celui du niveau cristallin irrégulier qui surmonte le sable de Basse-Masse à Nerville, en forêt de l'Isle-Adam. Ils sont accompagnés de marnes et de calcaire dur. La présence d'une mince passée sableuse, qui recouvre les bosses du lit supérieur, met l'accent

sur l'analogie de faciès avec celui, évoqué plus haut, de Nerville. La présence de ce niveau sableux explique non seulement la dissolution accentuée des lits de gypse sous-jacents, mais encore la silicification très poussée de la surface supérieure de ces lits. Certains d'entre eux font feu au marteau. Leur transformation en silice explique la constatation des ouvriers carriers, qui avaient remarqué que, par places, les cristaux ne « cuisent pas » sans que l'examen superficiel puisse en rendre compte.

Malgré sa faible épaisseur, ce mince lit sableux irrégulier semble marquer la limite entre les derniers vestiges des masses inférieures et la Haute-Masse qui les surmontent avec le faciès habituel.

Le problème de la subsidence.

A la suite de la discussion sur les Masses inférieures de l'Hautil, P. Lemoine a soulevé un problème plus important : celui de la subsidence.

Après avoir constaté le passage du faciès gypse à des faciès calcaires avec diminution d'épaisseur, P. Lemoine a admis que la subsidence pouvait varier avec la nature du dépôt dans une même région parfois très restreinte.

Il me semble que les quelques observations de détail précédemment exposées permettent une explication plus simple de la réduction des lits de gypse.

Pour une part au moins, cette réduction semble être le fait :

- a) de l'usure mécanique
- b) de la dissolution du gypse
- c) du ralentissement du dépôt par défaut de concentration.

A égalité de vitesse de descente du fond, ne correspond pas nécessairement une égalité de vitesse de comblement, surtout lorsqu'il s'agit de sédiments de natures différentes, conditionnées, par exemple, par la situation géographique.

La diminution d'épaisseur observée au passage du gypse au calcaire s'explique certainement, en partie au moins, par la très grande différence des vitesses de dépôt.

Subsidence et sédimentation chimique.

S'il est certain que la subsidence appelle un apport de sédiments, il n'en est pas moins vrai que cet apport n'est pas toujours suffisant pour permettre l'enregistrement de cette subsidence

dans toute son ampleur en même temps que dans tous ses détails. On sait que c'est la sédimentation houillère qui permet de préciser au mieux l'allure du phénomène.

M. P. Pruvost, à qui nous sommes redevables de l'introduction de cette notion importante (10) vient de donner, dans les pages d'un précédent *Bulletin*, un nouvel et saisissant exemple de l'enregistrement de la subsidence par la sédimentation houillère.

La sédimentation chimique présente avec celle-ci quelques analogies. Se produisant normalement sous une tranche d'eau relativement faible, elle est en même temps assez rapide. Le comblement qu'elle assure gagne la subsidence de vitesse, de sorte que, la surface libre de l'eau étant approximativement atteinte, la sédimentation marque alors un temps d'arrêt. Cet arrêt peut être traduit, dans le gypse, soit par une surface rubéfiée d'aspect plus ou moins karstique, soit plus simplement par une surface portant des empreintes de pas d'animaux terrestres, lesquels avaient momentanément pris possession du domaine. Desnoyers a relevé au moins trois de ces niveaux dans la Haute-Masse.

Une nouvelle accentuation du mouvement de descente provoque la disparition, généralement assez brusque, sinon brutale, du régime continental. Le bassin ainsi approfondi peut se trouver envahi par une sédimentation sableuse, ou plus généralement marneuse, jusqu'au moment où les conditions propres au rétablissement de la sédimentation chimique gypseuse se trouveront à nouveau réalisées.

Il est certain que le phénomène majeur de subsidence doit avoir interféré avec une série d'autres, parmi lesquels probablement des variations climatiques, auxquelles la sédimentation chimique est très sensible. Ces différents phénomènes secondaires confèrent à l'enregistrement de la subsidence un caractère plus capricieux que celui de l'ampleur du phénomène majeur lui-même laisserait prévoir. Il est délicat de faire la part des choses dans un ensemble qui se présente comme une intégration de phénomènes variés.

Nos échelles chronologiques sont mesquines auprès de celles dont nous gravissons les degrés en relevant, de gradin de pierre à plâtre en gradin de sélénite laminaire, une simple coupe dans une carrière de gypse; aussi, le fait de reprendre les méthodes de Cuvier ne saurait être considéré comme une faillite dans la marche progressive de la recherche, ce n'est qu'une preuve de l'unité de l'effort des générations de géologues parisiens.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. — L. JANET. Étude des gypses parisiens. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XVI, n° 105, 1904.
2. — G. F. DOLLFUS. Description sommaire des collines gypseuses de la feuille de Paris. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XXVI, n° 146, p. 66-78, 1922.
3. — P. LEMOINE. L'Île-de-France. *Mém. Muséum Nat. Hist. Naturelle* (en cours de publication), t. V, fasc. I-II-III, 1937-38; t. VII, fasc. I, 1939.
4. — R. SOYER. Coupe géologique de Corneilles-en-Parisis. *B. S. G. F.* (5), IX, p. 657-672, 1939.
5. — G. DEICHA. La Basse-Masse du Gypse en forêt de l'Isle-Adam. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 5, p. 45, 1943.
6. — M. MORIN. Sur la Géologie de la vallée de la Marne entre Lagny et Chalifert. *B. S. G. F.* (4), VIII, p. 562-586, 1908.
7. — L. JANET. Description spéciale d'Argenteuil et de Romainville (Étude des gypses parisiens). Livret-guide du VIII^e Congrès Géologique International. Bassin tertiaire parisien, p. 9-30. Paris, 1900.
8. — A. DOLLOT, P. GODBILLE et G. RAMOND. Les grandes plâtrières d'Argenteuil. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 4^e série, t. I, n° 1, 1905.
9. — G. DEICHA. Zones bimensuelles, saisonnières et annuelles dans le gypse parisien. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 10, p. 83, 1942.
10. — P. PRUVOST. Sédimentation et subsidence. Livre jubilaire de la Société Géologique de France, p. 545-562, 1930.

Voir aussi du même auteur :

Un Bassin houiller paralique d'âge cénomaniens : Les lignites de Pont-Saint-Esprit. *B. S. G. F.* (5), XII, p. 165-180.

OBSERVATIONS SUR L'EURITE DE LA SERRE (JURA)

PAR **Antoine Bonte**¹.

SOMMAIRE

Historique.

I. Description des affleurements. — 1. Ancienne carrière de l'État; 2. Carrière de l'eurite; 3. Carrière Télét; 4. Carrière Rossignol; 5. Coupe Bideau. — Disposition d'ensemble de la bande d'eurite.

II. Observations pétrographiques. — 1. Les différents types d'eurite; 2. Les éléments macroscopiques de l'eurite; 3. La pâte de l'eurite; 4. La couleur de l'eurite; 5. La pyrite et son évolution.

Conclusions.

HISTORIQUE

Le long de la bordure nord occidentale du Massif de la Serre, entre les gneiss et les micaschistes du socle hercynien et les grès permians, on exploite pour l'empierrement une roche très dure désignée par les auteurs sous les noms d'eurite ou de fausse eurite.

La nature de cette roche a été maintes fois discutée. Les uns y ont vu une roche éruptive, les autres lui ont attribué une origine sédimentaire, sans que jamais des arguments indiscutables aient pu être apportés.

Dès 1856, H. Coquand (5, p. 25) affirme le passage graduel de l'eurite au gneiss. Pour lui, l'eurite est « un des termes du gneiss modifié probablement par des influences particulières de refroidissement ou de cristallisation ». Cette opinion est reprise textuellement, en 1878, par E. Gouget (13, p. 10) dans sa notice sur la Montagne de la Serre.

H. Résal (15, p. 265) admet aussi le passage du gneiss aux porphyres, tout en reconnaissant qu'au premier abord le clivage pourrait « faire supposer à ces roches une origine sédimentaire ». Trois ans plus tard, en 1867, le Frère Ogérien (14, pp. 936 et 937) décrit l'eurite sous le nom de porphyre, dans son terrain azoïque. Pour cet auteur, « la concordance de stratification parfaite » avec le gneiss n'est pas douteuse, pas plus que « les pas-

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

sages insensibles de ces deux roches ». Par contre, il ajoute : « la stratification et l'allure des couches indiquent une origine analogue à celle des roches déposées au fond des eaux, et font rejeter loin toute idée d'origine éruptive ».

M. Bertrand (3), en 1882, rattache au Permien « les couches rouges et vertes, à stratification confuse, exploitées pour pavés (eurite des auteurs), et qui forment une bande continue le long des gneiss... Véritables grès, avec petits cristaux de pyrite et débris feldspathiques, [elles résulteraient] d'une action métamorphique exercée sur la zone de contact par des sources chargées de silice ». C'est à cette opinion que se rallie L. Collot (16, pp. 485 et 487) à l'occasion de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura, en 1911.

Dans son étude sur le rôle tectonique du Massif de la Serre, J. Deprat (6, p. 863) revient à l'origine éruptive de l'eurite qu'il considère comme une « microgranulite à quartz craquelé et bipyramidé, à structure grenue ». Il ajoute ultérieurement (7, p. 218) que les bancs d'eurite « passent par endroits, et principalement au contact des gneiss, à de véritables porphyres microgranulitiques ». Le chanoine Bourgeat, en 1902, publie des coupes qui sembleraient démontrer l'origine éruptive de l'eurite, puisque cette roche traverserait les formations primitives et pourrait même se trouver noyée dans la granulite (4, p. 362).

Enfin, le colonel Azéma (1, p. 530), sans apporter d'argument péremptoire, affirme que « l'origine sédimentaire [de l'eurite] n'est pas contestable » et il rattache cette roche, comme M. Bertrand, au Permien. Cette opinion est admise par E. Fournier et M. Piroutet (10) dans la légende de la 2^e édition de la feuille de Besançon, n° 126, où les « Pseudo-eurites et tufs euritiques », notés ϵ , sont insérés dans le cartouche du Permien ; la notice explicative (11), moins explicite, mentionne « Tufs et grès euritiques et eurites ».

Après ces alternatives, qui témoignent des hésitations des auteurs, la théorie sédimentaire semble finalement devoir l'emporter sur la théorie éruptive. Pour tout dire, le problème de l'origine et de la genèse de l'eurite de la Serre est à la fois d'ordre stratigraphique et pétrographique et, comme tel, il ne peut se traiter que par un examen méticuleux des affleurements, joint à l'étude pétrographique, à elle seule insuffisante.

A l'occasion d'une enquête sur le gisement, effectuée en 1940, j'ai été amené à rechercher la nature de l'eurite. Grâce à l'obligeance de M. Télét, maître-carrier à Moisse, et sous sa

conduite, j'ai pu visiter, à plusieurs reprises, les principaux affleurements de la bande exploitée, tant en bordure qu'à l'intérieur de la Forêt de la Serre, et consigner des observations susceptibles d'éclairer la genèse de cette roche. Je décrirai sommairement d'W en E les points observés, avant de passer à l'analyse pétrographique proprement dite. ✓

I. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

L'eurite de la Serre est connue de Moisey à Saligney, suivant une bande de 10 km de long et de 200 à 400 m de large, orientée WSW-ENE et comprise entre les gneiss et les micaschistes, d'une part, et les grès du Permien, d'autre part. Elle s'ennoie à l'W sous la couverture permienne, tandis qu'à l'E elle vient en contact par faille avec le Jurassique de la zone des Avant-Monts.



FIG. 1. — Principaux affleurements de la bande d'eurite entre Moisey et Saligney.
Échelle 1/100.000.

ζ, gneiss et micaschistes; ε, eurite; r, Permien; j, Jurassique.

1, Carrière de l'État; 2, carrière de l'eurite; 3, carrière Télét; 4, carrière Rossignol (SACER).

L'épaisseur de l'eurite, compte tenu des estimations anciennes et des travaux de reconnaissance, et en se basant sur la largeur des affleurements et la valeur angulaire des pendages, peut atteindre 70 à 80 m. Les réductions locales signalées par E. Gouget (13, p. 9), sont dues, semble-t-il, moins à des diminutions d'épaisseur de l'eurite qu'à la transgressivité des grès permien (transgression saxonienne), notée déjà par les auteurs

et en particulier par le Frère Ogérien (14, p. 933) au Bois des Croisières,

L'exploitation de la bande d'eurite a été amorcée aux deux extrémités de la zone d'affleurement, à proximité des routes existantes : d'une part, au S de Moissey, par les carrières de l'État, de l'eurite et Télét ; d'autre part, entre Serres-les-Moulières et Saligney, par la carrière Rossignol. Entre ces deux secteurs, où les observations sont possibles, il existe toute une zone couverte par la Forêt de la Serre et dans laquelle les affleurements sont, pour ainsi dire, inexistants.

1. Ancienne carrière de l'État (fig. 1, 1 et fig. 2).

Cette carrière, située dans le ravin au S de Moissey (Ravin, Vallon ou Raie des Gorges suivant les auteurs) et depuis longtemps abandonnée, semble n'avoir jamais fourni qu'un matériau de second choix. Elle est intéressante surtout par les observations d'ordre pétrographique qu'il est possible d'y faire.

Les bancs inférieurs sont bien visibles à la poudrière creusée dans le rocher, exactement à la limite du gneiss et de l'eurite (fig. 2). C'est le seul point, à ma connaissance, où le contact des deux roches soit nettement visible et il est clair qu'il n'y a pas là passage progressif comme le pensaient H. Coquand (5, p. 25), H. Résal (15, p. 263) et J. Deprat (7, p. 218).

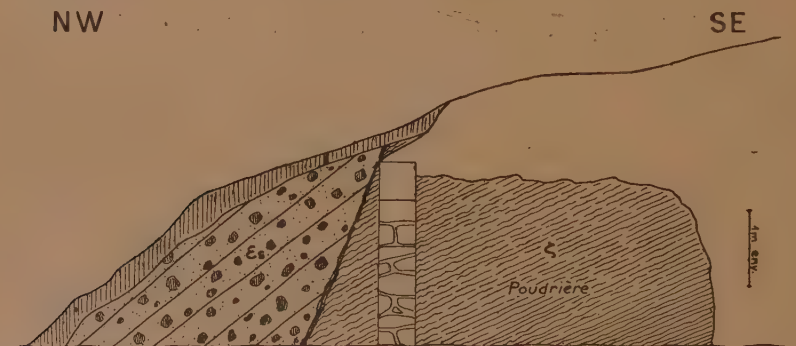


FIG. 2. — Ancienne carrière de l'État. Coupe de la poudrière.
ζ, gneiss ; ε, eurite silicifiée.

La surface de contact est subverticale ; elle coupe en biseau les bancs inférieurs d'eurite, qui accusent un pendage très net NNW 35°, et correspond, par conséquent, à un contact tectonique. La roche présente ici un aspect tout à fait particulier. Il

s'agit d'une brèche à éléments d'origine éruptive, consolidée par une silicification intense, et c'est elle, sans doute, qui a amené M. Bertrand (3) à voir dans l'eurite une roche modifiée par des apports siliceux. Le colonel Azéma, qui niait l'intervention de la silice (1, p. 530), ne devait pas avoir connaissance de cet affleurement.

Au-dessus de la brèche siliceuse viendrait l'eurite proprement dite, qui n'est plus visible en affleurement, mais dont on peut étudier la nature sur l'immense tas des matériaux accumulés par l'ancienne exploitation.

Ici encore la texture est particulière. Au lieu de la roche compacte et homogène qui constitue le matériau de choix exploité dans les carrières actuelles, on ne rencontre que des blocs peu résistants, à aspect conglomératique, dont la pâte, d'apparence argileuse, manque de cohésion.

Comme nous le verrons pour les autres affleurements, la pyrite, sous forme de petits cristaux cubiques à arêtes vives, abonde dans la roche.

2. Carrière de l'eurite (fig. 1, 2).

La carrière de l'eurite, comme la carrière de l'État, est abandonnée actuellement, mais elle pourrait fournir néanmoins un matériau de bonne qualité et comparable à celui de la grande carrière de Moissei.

La roche exploitée se présente en bancs réguliers, affectés d'un pendage NW 25°. La teinte générale est verte, sauf à la base, où elle vire au rouge. La paroi SE du front de taille présente des passages broyés qui annoncent la proximité du massif de gneiss. Au contraire, l'entrée de la carrière montre une stratification très nette, avec diaclases suivant deux directions orthogonales. Certains bancs prennent une texture bréchique et présentent des amorces de silicification locale. La roche renferme de nombreux cristaux de pyrite.

3. Carrière Télét (fig. 1, 3 et fig. 3).

C'est la grande carrière située au SE de Moissei, en bordure de la route de Moissei à Amange (D. 37).

La paroi SE de la carrière a recoupé des roches de mauvaise qualité qui ne peuvent être utilisées pour l'empierrement. Ce sont des gneiss, des pegmatites et des eurites grossières, broyées

et laminées, qui doivent être rejetées systématiquement. La roche saine se présente en deux masses assez nettement tranchées : l'eurite rouge, à la base, l'eurite verte au sommet. Ici encore il y a faille entre le massif gneissique et la roche exploitée,

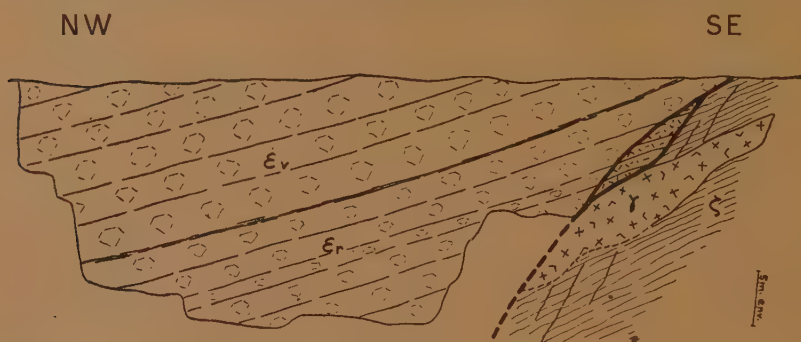


FIG. 3. — Carrière Télét.

ζ, gneiss; γ, pegmatite; ε_r, eurite rouge; ε_v, eurite verte.

car les bancs d'eurite compacte sont coupés en biseau par la zone de contact. On voit, en outre, que le pendage diminue légèrement quand on s'éloigne du gneiss. Dans l'ensemble, les bancs sont inclinés de 20 à 25° au NNW.

Dans toute l'étendue de la carrière, le grain de la roche subit quelques modifications et se montre plus grossier à la base qu'au sommet. Toutefois, il n'existe pas de galets comme dans la carrière de l'État. La pyrite, par contre, se rencontre à tous les niveaux.

4. Carrière Rossignol (fig. 1, 4).

La carrière Rossignol, exploitée actuellement par la S.A.C.E.R. (Société Anonyme de Construction et d'Entretien de Routes) est installée entre Serres-les-Moulières et Saligney, vers l'extrémité orientale de la bande d'eurite.

La roche extraite est comparable à celle de la carrière Télét, avec, toutefois, une légère diminution de la cohésion. On peut constater dans cette carrière, comme dans les précédentes, que l'eurite est d'autant plus résistante qu'on s'éloigne dans la direction du NW et ceci est en relation avec le grain de la roche, qui est plus grossier au voisinage du gneiss.

Le socle n'est pas visible en ce point et on passe directement de l'eurite au Lias de la zone des Avant-Monts. L'accident qui

limite ainsi au SE le Massif de la Serre se répercute sous forme de petites failles, à surfaces cannelées et polies, que l'on peut observer dans la tranchée d'accès de la carrière. Il existe même un filon de plomb argentifère, parallèle à la faille, dont les salbandes sont constituées par de la barytine mélangée de fluorine, l'axe du filon étant occupé par une brèche euritique. Au voisinage de la faille, l'eurite présente une imprégnation siliceuse analogue à celle qui a été signalée à la poudrière de la carrière de l'État.

Le pendage des bancs est plus faible à la carrière Rossignol que dans les carrières précédentes et ne dépasse guère 10 à 20° NNW.

5. Coupe Bideau (fig. 1).

Au NE de la carrière Rossignol, l'eurite affleure largement à la coupe Bideau, où la surface du sol suit exactement le pendage des bancs. La bande d'eurite se termine en ce point sous forme d'un éperon rocheux, limité au SE par la faille de Serres-les-Moulières-Saligney et qui s'enneige au NE sous la couverture permienne.

Disposition d'ensemble de la bande d'eurite.

La figure 1 reproduit à l'échelle du 1/100.000^e les contours de la Carte géologique au 1/80.000^e, n° 126, Besançon (2 et 10). Il est évident que ces contours, qui n'ont pu être observés de façon continue, étant donnée la rareté des affleurements dans la forêt, devraient présenter au passage des vallées des inflexions vers le NW pour tenir compte du pendage des couches.

Le pendage, nous l'avons déjà signalé, varie de 35° (carrière de l'État) à 20-25° (carrière Télét) dans la région de Moisse, pour descendre à 10-20° (carrière Rossignol) aux environs de Serres-les-Moulières. Il y a donc aplatissement progressif des bancs dans la direction du NE.

Cet aplatissement dans le sens longitudinal existe aussi transversalement.

En effet, la coupe « prise à hauteur de la carrière d'où l'on extrait les pavés » et publiée par le colonel Azéma (1, fig. 1, p. 528) représente des couches très redressées et le texte précise que « les bancs rocheux ont un pendage presque vertical vers le N ».

Plus au N, la carrière Télét, qui présente, de toutes les exploitations, le maximum de développement, a montré que le pendage, de l'ordre de 20 à 25°, diminuait de quelques degrés dans la direction du NNW.

Enfin, les résultats fournis par le sondage d'Offlanges (9, p. 2), exécuté en 1876 et qui aurait recoupé l'eurite à 405 m de profondeur, permettent d'estimer à 18° environ le pendage moyen au delà de la zone d'affleurement.

Les auteurs des deux éditions de la feuille de Besançon (2 et 10) ont considéré que l'eurite reposait normalement sur les gneiss du Massif de la Serre. La présence d'une zone broyée au voisinage du socle et le sectionnement des bancs par la surface de contact conduisent à admettre l'existence d'une faille sur le bord N comme sur le bord S du massif qui est à proprement parler un horst.

Les phénomènes d'imprégnation par la silice au voisinage des gneiss pourraient être interprétés dans le même sens, mais des observations d'ordre pétrographique nous conduiront à considérer la silicification comme originelle, au moins dans la région de Moisey.

II. — OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES.

L'analyse microscopique de l'eurite de la Serre n'a pas permis jusqu'à ce jour une détermination rigoureuse de la roche. Dans les échantillons compacts à grain fin qui représentent le type normal, non altéré, exploitable pour l'empierrement, tous les éléments sont brisés, déchiquetés, à l'exception de la pyrite qui apparaît sous forme de cristaux cubiques.

J. Deprat a défini l'eurite comme une « microgranulite à quartz craquelé et bipyramidé, à structure grenue » (6, p. 863), comme une « roche pétrosiliceuse microgranulitique » (8, p. 20), et cette détermination a été reprise, sous des termes différents, par les auteurs des comptes rendus d'excursions dans le Jura : « roches porphyriques pétrosiliceuses et microgranulitiques » (12, p. 33) ; « porphyres pétrosiliceux microgranulitiques » (17, p. 11) ; « porphyres pétrosiliceux, parfois microgranulitiques » (17, p. 12).

En fait, s'il existe des quartz bipyramidés dans une pâte microgrenue, ces cristaux diffèrent notablement de ceux que l'on peut observer dans les microgranulites certaines ; il ne s'agit pas d'individus à faces corrodées, mais de fragments, généralement de très petite taille, qui proviennent sans doute du remaniement de microgranulites authentiques. De leur côté, les feldspaths

n'ont jamais de contours nets ; ils sont de dimensions restreintes, souvent à l'état d'esquilles ou de fragments arrondis.

Nous avons laissé entrevoir la probabilité de l'origine sédimentaire de l'eurite de la Serre. Les observations macroscopiques vont nous apporter de nouveaux arguments en faveur de cette thèse.

1. *Les différents types d'eurite.*

Outre les bancs bréchiques plus ou moins silicifiés qui constituent un faciès aberrant, l'eurite de la Serre ne présente pas dans toute son épaisseur une homogénéité parfaite. On constate, en effet, que le grain de la roche présente des variations importantes, et, dans l'ensemble, on peut dire que la finesse, comme aussi la cohésion, augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne du massif gneissique. Ceci n'exclut d'ailleurs pas les variations latérales et nous avons noté déjà l'aspect particulier des bancs de base dans l'ancienne carrière de l'État.

Dans cette carrière, au-dessus de la brèche siliceuse du contact gneiss-eurite, les bancs exploités revêtaient l'allure de véritables conglomérats que l'on peut encore étudier sur les déblais. Les galets, de toutes tailles (tête, poing, noix, noisette, pois, etc...), de forme ovoïde ou subsphérique, proviennent de l'usure incomplète de fragments anguleux de roches préexistantes. La surface des galets est toujours rubéfiée irrégulièrement.

2. *Les éléments macroscopiques de l'eurite.*

Les constituants discernables à l'œil nu sont loin de présenter une composition identique. Dans le conglomérat, en particulier, les galets sont : soit des fragments d'eurite normale, soit des débris de roches éruptives ou métamorphiques (granulite, gneiss), soit des grains bien individualisés (quartz, feldspath). On trouve aussi, mais plus rarement, des galets d'eurite silicifiée, comme celle qui constitue le mur de la formation à la poudrière de la carrière de l'État. Le Frère Ogérien, dans la description de son porphyre (14, p. 937), précise que les « fragments de feldspath [sont] arrondis en nodules ».

En dehors des éléments d'origine nettement éruptive qui, eux, sont bien antérieurs au conglomérat, la présence de galets d'eurite implique une consolidation rapide de la roche. Bien plus, les galets silicifiés indiquent que l'imprégnation par la silice est sensiblement contemporaine de la formation de l'eurite.

Certains grains de quartz présentent des caractères qui pourraient induire en erreur un observateur superficiel. Il s'agit d'éléments fusiformes effilés, de toutes tailles, analogues aux amandes de quartz des gneiss œillés.

Dans l'ensemble, ces grains sont alignés parallèlement à la surface des lits ; ils sont couchés dans la stratification.

A côté de ces grains de quartz, il existe des fragments de gneiss emballés dans l'eurite et qui, suivant les points, tranchent sur la pâte de la roche ou se fondent progressivement dans la masse, comme si les éléments s'étaient sédimentés au fur et à mesure que le fragment dont ils provenaient se désagrégeait.

On se trouve ainsi en présence d'une sorte de *gneiss reconstitué*, mimant, à s'y méprendre, le gneiss authentique ; comme certain faciès de la brèche de base du Bassin houiller de la Loire, qualifié par Grand'Eury de micaschiste reconstitué, ressemble étrangement aux micaschistes qui lui ont fourni tous ses éléments.

C'est vraisemblablement aussi comme un faciès de mimétisme qu'il faut interpréter la microgranulite signalée par E. Fournier et M. Piroutet sur la 2^e édition de la feuille de Besançon (10). Par contre, les apophyses d'eurite au sein de la masse des gneiss, figurées sur ses coupes par le chanoine Bourgeat (4, fig. 1 à 3, p. 361), pourraient bien représenter des roches éruptives authentiques.

Cette interprétation est renforcée par le résultat des analyses du colonel Azéma (1, pp. 528 et 529) dont les conclusions sont formelles : les échantillons prélevés à différents niveaux du Permien ont une composition minéralogique identique, et l'eurite verte présente une composition chimique très voisine de celle du gneiss.

3. La pâte de l'eurite.

A propos des grains de quartz, nous avons parlé plus haut de stratification. La pâte de l'eurite présente, en effet, des indices de stratification ; non pas seulement stratification horizontale, à lits parallèles, mais aussi stratification de type tourbillonnaire, (fig. 4, I) et stratification de type entrecroisé (fig. 4, II). L'allure des lits élémentaires, qui semble indiquer un dépôt d'eau agitée, n'est certes pas aussi expressive que dans les roches sédimentaires incontestables, mais l'examen attentif des blocs à structure grossière, fraîchement extraits, permet d'observer les filets de sédimentation soulignés, d'une part, par les alignements

d'éléments détritiques, d'autre part, par les changements de coloration de la roche.

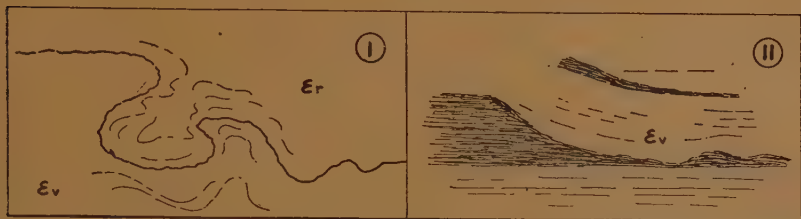


FIG. 4. — Deux aspects de la stratification; $\times 0,25$ environ.

I, stratification de type tourbillonnaire; II, stratification de type entrecroisé.
 ϵ_r , eurite rouge; ϵ_v , eurite verte.

4. La couleur de l'eurite.

Nous avons signalé, à plusieurs reprises, la superposition de l'eurite verte sur l'eurite rouge, dans les carrières de Moissei et de Serres-les-Moulières. Il s'agit là d'une disposition générale qui demande à être précisée.

En fait, les teintes que l'on rencontre le plus fréquemment (vert olive, vert émeraude, grenat, lie de vin) sont loin d'être aussi étroitement localisées et la coupe figurée par le colonel Azéma, sur les indications du chanoine Bourgeat (1, fig. 1, p. 528), montre les variations possibles dans la répartition des teintes.

Si la masse inférieure est généralement rougeâtre, elle renferme cependant des noyaux irréguliers, plus ou moins développés, d'eurite verte. Par contre, l'eurite verte, qui constitue la zone supérieure, présente des zones rubéfiées d'origine nettement secondaire, car on les voit se développer fréquemment le long de fissures consolidées ou non.

Il ne semble pas que l'on ait jusqu'ici fait état de cette différence de coloration. Or, on sait que les sédiments bariolés, rouges et verts, qui caractérisent les faciès désertiques (Dévonien inférieur et Permo-Trias, par exemple) sont dus à des états différents des sels de fer en solution : les couches vertes correspondent à une sédimentation en milieu réducteur, tandis que les couches rouges caractérisent des milieux oxydants. Ceci conduit immédiatement à penser que la teinte rouge de l'eurite est originelle, au moins dans la partie inférieure du gisement, car, s'il s'agissait d'une oxydation secondaire, on aurait la superposition eurite rouge sur eurite verte, inverse de la succession observée. Seuls les amas

rubéfiés au sein des eurites vertes de la zone supérieure, amas en liaison avec la surface par des fissures, peuvent avoir une origine secondaire, par oxydation superficielle.

5. La pyrite et son évolution

La plupart des auteurs ont noté, sans autre précision, la fréquence des cristaux de pyrite dans la masse de l'eurite. Le Frère Ogérien cependant (14, p. 937) signale l'altération de la pyrite qui laisse un vide dans la roche, et le colonel Azéma (1, p. 328) précise que la disparition de la pyrite se produit dans les variétés rouges.

Nous avons déjà dit que la pyrite se présentait sous forme de cristaux cubiques à arêtes vives ; elle est, par conséquent, contemporaine de la formation de la roche. Il est un point sur lequel on n'a pas encore attiré l'attention : c'est l'évolution subie par les cristaux de pyrite.

Dans l'eurite verte, et uniquement dans cette variété, la pyrite est restée intacte. Nous avons supposé déjà que les couches vertes s'étaient déposées dans un milieu réducteur, analogue à celui des boues bleues que l'on sait être riches en sulfure de fer. Il semble que l'on puisse trouver là un nouvel argument en faveur de l'origine sédimentaire de l'eurite de la Serre.

Dans les bancs rouges, au contraire, le fer n'existe plus à l'état de sulfure. Sans doute, les cristaux cubiques abondent comme dans l'eurite verte, mais ce sont des cristaux négatifs remplis d'hématite rouge poreuse et friable provenant de l'oxydation de la pyrite. C'est ainsi que se présentent toutes les cavités cubiques de l'eurite rouge, qu'il s'agisse de la masse inférieure, dont l'oxydation paraît originelle, ou des amas inclus dans l'eurite verte, dont la rubéfaction est due aux agents superficiels.

Enfin, au sein de la masse inférieure d'eurite rouge, nous avons signalé qu'il subsistait des noyaux verts. Ces noyaux plus ou moins étendus, qui présentent avec l'eurite rouge des contacts flous et irréguliers, sont centrés généralement sur une cavité cubique. La pyrite a disparu et elle est remplacée par une substance talqueuse blanc verdâtre. Si un milieu oxydant généralisé ou localisé permet d'expliquer la transformation du sulfure en oxyde, il est difficile de rendre compte de la modification subie par la pyrite dans les noyaux demeurés verts de l'eurite rouge.

CONCLUSIONS

L'eurite de la Serre a trop fait parler d'elle pour qu'il soit possible d'arriver actuellement à des conclusions certaines sur son origine et sa genèse. Néanmoins, un certain nombre de points peuvent, provisoirement, paraître acquis, qui attestent la nature sédimentaire de cette roche.

1. *Il n'existe pas de passage graduel du gneiss à l'eurite.* La présence de zones plus ou moins broyées entre les deux formations, comme aussi le mimétisme présenté par certaines variétés d'eurite que nous avons qualifiées de *gneiss reconstitués*, pourrait induire en erreur ; mais la coupe de l'ancienne carrière de l'État montre qu'il existe une discontinuité incontestable entre la roche métamorphique du socle et les bancs exploités pour l'empierrement. Les termes de passage observés localement ne sont pas autre chose que des roches broyées.

2. Malgré la transgressivité du grès permien sur l'eurite, *il y a concordance entre les deux formations* et, par contre, discordance sur le socle.

3. Le grain de l'eurite varie dans de grandes proportions, depuis la roche microgrenue qui constitue, à proprement parler, le matériau d'empierrement, jusqu'au conglomérat à galets de grande taille mis à découvert par la carrière de l'État.

Dans l'ensemble, *le grain diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du gneiss*. Parallèlement au grain de la roche, la cohérence est fonction de l'éloignement du massif métamorphique.

4. Le remaniement de l'eurite dès la base de la formation implique une *consolidation rapide de la roche*. La présence de galets d'eurite silicifiée permet, en outre, d'affirmer que *l'imprégnation siliceuse est contemporaine de la sédimentation*.

Dans certains cas, la silicification a pu être tardive, par exemple le long des failles bordières du horst gneissique.

5. *Les teintes bariolées, rouges ou vertes, sont en relation avec les conditions de dépôt*, en milieu respectivement oxydant ou réducteur. La présence de la pyrite dans l'eurite verte confirme la nature réductrice du milieu générateur.

La position relative des deux variétés conduit à supposer que l'oxydation, qui est responsable de la teinte rouge de la masse inférieure, est contemporaine de la sédimentation. L'altération blanchâtre des cristaux de pyrite, dans les noyaux verts de l'eurite rouge, reste inexpliquée.

L'aspect conglomératique de certaines zones, les indices de

sédimentation, la reprise sub-contemporaine de la roche en voie de formation, le bariolage des différents bancs, tout semble confirmer la vraisemblance de la théorie sédimentaire. L'eurite de la Serre serait une *roche sédimentaire formée aux dépens de roches éruptives contemporaines et de roches métamorphiques préexistantes*. Les termes de **pseudo-eurite** ou de **tuf euritique**, proposés par E. Fournier et M. Piroutet (10) dans leur légende de la feuille de Besançon, semblent donc parfaitement justifiés.

Comme l'ont affirmé tous les auteurs, l'eurite doit être rapportée au Permien, et elle est contemporaine des coulées rhyolitiques connues dans les Vosges. La continuité des faciès, de l'eurite au grès, ne peut que renforcer cette opinion. La tectonique elle-même vient confirmer la liaison étroite qui existe entre la pseudo-eurite et les grès permien : la faille bordière du horst hercynien passe entre les gneiss et la fausse eurite, marquant ainsi la limite entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire décollée de son substratum.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

1. AZÉMA (Col^{el}). — Note stratigraphique sur le massif de la Serre (Jura). *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. XI, 1911, pp. 527-530, 1 fig.
2. BERTRAND (M.). — *Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000^e*. Feuille de Besançon, n° 126, Paris, 1882.
3. BERTRAND (M.). — Notice explicative jointe à la feuille de Besançon, n° 126, de la *Carte géologique détaillée de la France*, Paris, 1882.
4. BOURGEAT (Ch^{ne} E.). — Trois coupes géologiques à travers le massif de la Serre (Jura). *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. II, 1902, pp. 360-363, 3 fig.
5. COQUAND (H.). — Mémoire géologique sur l'existence du terrain permien et du représentant du grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre (Jura). *Bull. Soc. Géol. France*, (2), t. XIV, 1856-57, pp. 13-47, pl. I, et *Mém. Soc. Émul. Doubs*, (3), t. II, 1857, pp. 1 à 40, pl. I.
6. DEPRAT (J.). — Le massif de la Serre et son rôle tectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, (3), t. XXVIII, 1900, pp. 861-872, 7 fig., pl. XVII.
7. DEPRAT (J.). — Études sur les roches éruptives de la série ancienne dans le Jura Franc-Comtois. *Feuille Jeunes Naturalistes*, 31^e année, 1900-01, n° 369, pp. 216-221.
8. DEPRAT (J.). — Esquisse stratigraphique des environs de Besançon. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 2, 1900-01, pp. 17-40, 12 fig.
9. FOURNIER (E.). — La Houille en Franche-Comté. 1 br. in-8°, 6 p., Besançon, Imp. Dodivers (non daté).

10. FOURNIER (E.) et PIROUTET (M.). — *Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000^e*. Feuille de Besançon, n° 126, 2^e édition, Paris, 1922.
 11. FOURNIER (E.) et PIROUTET (M.). — Notice explicative jointe à la feuille de Besançon, n° 126, de la *Carte géologique détaillée de la France*, 2^e édition, Paris, 1922.
 12. GÉRARD (Ch.). — Compte rendu d'excursions géologiques faites de 1906 à 1908 dans le Jura Franc-Comtois, sous la direction de M. le Professeur Fournier. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 16, 1908, pp. 74-111, 21 fig.
 13. GOUGET (Ed.). — Notice géologique et forestière sur la montagne de la Serre. 1 br. 21 × 27, 20 p., 1 carte géol. en couleurs avec 3 coupes, Paris, Imp. Nat., 1878.
 14. OGÉRIEN (Frère). — Histoire naturelle du Jura et des Départements voisins. Tome I, Géologie, 2 fasc. in-8°, 950 p., 536 fig., 1 carte en couleurs, Paris, Lons-le-Saunier, Besançon, 1865-67.
 15. RÉSAL (H.). — Statistique géologique, minéralogique et minéralurgique des Départements du Doubs et du Jura. 1 vol. in-8°, 371 p., 5 coupes en couleurs, Besançon, Imp. Dodivers et C^{ie}, 1864.
 16. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura, du 28 août au 3 septembre 1911. Excursion du 28 août à travers le Massif de la Serre. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. XI, 1911, pp. 483-487, fig. 5-8.
 17. ROCHÉ (E.). — Compte rendu de l'excursion annuelle des Étudiants des Facultés de Province faite dans le Jura, en juillet 1910, sous la direction de M. le Professeur Fournier. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 23, 1913, pp. 5-25, 10 fig.
-

ÉVOLUTION DES MAGMAS DU MASSIF VOLCANIQUE DU MONT-DORE.

ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE

PAR **Louis Glangeaud**¹.

SOMMAIRE.

- I. *Le problème général* des différenciations magmatiques et ses solutions.
- II. *Les faits* : stratigraphie volcanologique, repères paléontologiques, données tectoniques et géophysiques, subsidence volcanique, données chimiques et minéralogiques.
- III. *Les corrélations* : corrélations des phénomènes physico-chimiques, géophysiques, tectoniques, morphologiques et volcaniques. — Essai d'une synthèse.

I. LE PROBLÈME GÉNÉRAL DES DIFFÉRENCIATIONS MAGMATIQUES ET SES SOLUTIONS.

L'explication de l'évolution chimique des magmas éruptifs émis par les massifs volcaniques complexes au cours de leur histoire géologique, a donné lieu à des théories très variées. Les phénomènes invoqués peuvent se grouper en deux grandes catégories : mélange de deux ou plusieurs magmas indépendants d'origine différente ou différenciations à partir d'un magma initial unique.

Il existe des cas typiques où chacun des processus invoqués paraît le plus probable. L'anatexie, la palingénèse et la migmatisation de Sederholm et Wegmann, sont incontestables dans les massifs profonds. Il en est de même pour les assimilations. L'existence de différenciations par gravité dans des intrusions peu profondes est très bien démontrée. L'aspect d'un laccolite, comme celui du Djebel Arroudjaoud (Algérie), avec ses traînées (schlieren), évoque des courants de convection et des diffusions à l'intérieur d'un magma bassin. De telles traînées ont été observées dans les coulées (volcan de la Réunion, A. Lacroix), etc...

Des explications si différentes sont-elles contradictoires et incompatibles? Nous ne le croyons pas. Si nous plaçons les

1. Note présentée à la séance du 6 décembre 1943.

faits décrits et observés dans leur *hiérarchie du Temps et de l'Espace*, comme nous l'avons fait pour les roches sédimentaires, nous voyons que ce désordre n'est qu'apparent. Nous distinguerons alors :

1° *Les différenciations locales et microscopiques, qui sont directement observables*, à l'échelle du 1/10.000^e et au-dessous, jusqu'à l'échelle microscopique. Ces différenciations se manifestent par des épigénies et des corrosions de cristaux, par les enclaves homéogènes de A. Lacroix (Xénolithes), par des traînées (schlieren) ou des taches (macules) correspondant aux « faciès de variation » de A. Lacroix. A l'intérieur d'un massif intrusif, provenant d'un magma unique (laccolites, plugs, sills, etc...), à l'intérieur d'un dyke ou d'une coulée, tous les processus de différenciation, liés à l'action de la pesanteur, à l'évolution de la cristallisation, de la pneumatolyse, et aux actions des parois peuvent être observés *directement*.

Les différenciations locales se passent généralement à faible profondeur et agissent sur des volumes limités. Elles paraissent se produire avec une rapidité assez grande, géologiquement parlant.

2° *Les différenciations provinciales*, ne peuvent être mises en évidence que *graphiquement* dans les diagrammes chimico-minéralogiques, chrono-magmatiques et les courbes statistiques, intéressant l'ensemble d'une région.

Elles interviennent sur de plus grands volumes, puisqu'elles peuvent donner, à un moment de leur processus, des coulées de composition sensiblement constante et de volume atteignant des millions de m³. De plus, elles se produisent à des profondeurs assez grandes et avec lenteur. Les refusions avec mélanges, les diffusions lentes de magmas, les phénomènes de miscibilité et d'immiscibilité des liquides magmatiques fondus en grande masse, les phénomènes de stratification gravifique de liquide en partie miscibles, jouent le rôle principal à cette échelle.

Dans un tel type de différenciation provinciale, la solution est parfois indéterminée, car la stratification par gravité et la diffusion dans les magmas basiques sous-jacents, des produits de refusion des roches granitiques, produisent souvent des résultats analogues. Ce sont les différenciations *provinciales* qui donnent les « séries de coulées » et les « séries d'intrusions », distinctes aux points de vue chimiques, mais présentent une « consanguinité » un « air de famille » correspondant aux « provinces magmatiques » = « suites » = « Gesteinstammen ».

Pour démontrer l'existence de ces deux échelles de différen-

ciation *hiérarchiquement superposées* dans le temps et l'espace, et établir leurs relations réelles, il faut pouvoir suivre l'évolution d'une province magmatique, à la fois dans le temps et l'espace, au moyen d'une fine stratigraphie volcanologique. Une telle possibilité est rarement réalisée. Elle l'est dans le massif volcanique du Mont-Dore (Auvergne), dont nous allons décrire l'évolution¹.

II. LES FAITS.

1° Stratigraphie volcanologique.

Les notations utilisées sont celles de la Carte géologique de Clermont-Ferrand au 1/80.000^e (3^e éd.).

Aug. Michel Lévy avait proposé, en 1890, une échelle stratigraphique pour le complexe éruptif du Massif du Mont-Dore. Nous avons conservé une partie des unités qu'il a distinguées, en les subdivisant et en précisant leurs relations latérales avec les niveaux paléontologiques (fig. 10).

A) *Une série basaltique inférieure* (MU) *d'âge miocène*, qui est surtout développée dans la Limagne et dans les fosses périphériques (Murols, Saint-Nectaire). Voici la succession observée au Sud de Fregdefont, dans la fosse de Murols, de bas en haut ; sables, *basalte*, sables, *basalté*, sables, *basalte*, projections, *basalte*.

Cette série basaltique banale ne présente pas de caractères spéciaux, propres au Massif du Mont-Dore. Elle est souvent recouverte par les terrains postérieurs, ou a été détruite par l'érosion.

1. Une telle tentative avait été faite, en 1890, par Aug. Michel Lévy, dans son précieux opuscule sur le Mont-Dore. Plusieurs de ses hypothèses, ainsi que nous le verrons, sont vérifiées par les observations nouvelles. Depuis cette époque, M. A. Lacroix, a non seulement décrit les éléments minéraux, les roches et les enclaves du Mont-Dore, mais grâce à sa classification chimico-minéralogique, il a défini des entités pétrographiques nouvelles, comme les ordanchite, marengite, luscladite, doréite et sancyite, dont les types sont pris dans ce massif. Il a bien voulu, très aimablement, me permettre d'utiliser la remarquable documentation qu'il avait réunie dans son laboratoire.

Le travail de synthèse que résume cette note a été aussi rendu possible par les observations accumulées par Ph. Glangeaud, au cours de vingt années de publications et de recherches. La mort de mon père ne lui a pas permis de les coordonner dans une monographie. C'était pour moi un devoir filial que d'essayer de réaliser celle-ci, qui paraîtra prochainement. Pour cela, j'ai examiné plus de 2.500 plaques minces. Les analyses de roches ont été publiées surtout par M. A. Lacroix, quelques-unes par A. Michel Lévy. D'autres, réunies par Ph. Glangeaud, sont inédites.

B) Avec la série de la Bourboule (BO) apparaissent des caractères provinciaux propres au massif du Mont-Dore, avec des rhyolites, des trachytes alcalins, et des trachytiques phonolitiques. Atteignant 150 m d'épaisseur, dans la fosse de la Bourboule, elle offre un assez grand développement de niveaux sédimentaires, alluvions, vases lacustres à spongilles, diatomées et débris feldspathiques, lignites inférieurs.

Voici la succession éruptive, observée dans les sondages de fosse de la Bourboule, de bas en haut :

arkoses et sables feldspathiques, débris de *basalte* (avec cristaux divers), fragments de *rhyolite*, tufs argileux avec diatomées et spongilles, galets de *basalte* très abondants, puis *basalte* et *rhyolite*, avec des alluvions intercalées à tous les niveaux.

C) *Série de Fenestre-Chambon* (FC). — Les débris *ponceux*, rhyolithiques, puis trachytiques, jouent, ici, un rôle dominant et constituent les tufs ponceux (μ^0) qui se sont étendus sur presque toute la surface du massif. Les dômes phonolitiques ($\varphi\tau$), y sont développés. On y observe localement des niveaux basaltiques (β^0), comme dans la région du Saut de la Pucelle. Des cinérites à plantes et des niveaux lacustres s'intercalent dans cette série. La partie supérieure de la fosse de la Bourboule contient les ponces trachytiques. Le trachyte de ce niveau se présente toujours à l'état ponceux et se distingue par sa pauvreté en chaux, (de 0,9 à 1,7 % de CaO) des sancyites qui en contiennent de 2,1 à 6 %.

D) *La série de la Grande Cascade*, (CA) où les andésites (α^1) et les labradorites (λ^1) sont les éléments dominants. La succession type de la Grande Cascade, est celle qui comprend, de bas en haut, au-dessus d'un niveau à ponces trachytiques appartenant à la série précédente ($\lambda^1 - \alpha^1 - \alpha^1 - \alpha^1$).

E) *Série du Sancy* (SA). Les éruptions y ont surtout donné des sancyites ($\tau\alpha^2$) et des doréites ($\alpha\tau^2$). Les projections vulcaniennes y reprennent, sous forme d'enclaves, les éléments des séries situées au-dessous. Une grande partie de la « cinérite à blocs » appartient à ce niveau. On trouve, intercalés, encore quelques niveaux de cinérites fines et les lignites supérieurs du Massif du Mont-Dore. Voici la succession observée à Cuzeau, de bas en haut : ($\tau^2\alpha - \alpha\tau^2$ ou $\alpha^2 - \tau^2\alpha - \alpha\tau^2$).

La série du Sancy se termine par des émissions d'andésite et de labradorite.

F) *Série de la Banne d'Ordanche* (OR). La série de la Banne d'Ordanche présente, principalement, des coulées d'ordanchite (ω^2) et de basalte demi-deuil ($\beta^2\omega$), des dômes de phonolite ($\varphi\tau^2$)

avec des projections stromboliennes et vulcaniennes souvent riches en scories. Elle débute, localement au Puy Gros, par une émission rhyolitique (ρ^2). On y observe la succession suivante, de bas en haut, sur les flancs SE et SW de la Banne d'Ordanche : ($\alpha^1 - \omega^1 - \beta^2 - \tau\phi^2 - \omega^2 - \beta^3\omega$).

G) *Cônes basaltiques et coulées basaltiques supérieurs* (β^3).

Les séries que nous venons d'énumérer sont inégalement représentées en chaque point du massif. Elles sont surtout développées dans la région subsidente, correspondant à la fosse de la Bourboule et du Mont-Dore, où les érosions intercalaires ont laissé subsister des témoins de tous les niveaux. Au contraire, sur les horsts, certaines séries, comme celle de la Grande Cascade, ont parfois entièrement disparu.

2° Repères paléontologiques.

Si l'on en excepte les éruptions pépéritiques de la Limagne, les séries basaltiques inférieures du Mont-Dore et de sa périphérie sont toutes postérieures à l'Oligocène. Les ankaratrites de Saint-Sandoux (Barneyre) datent, peut-être, de l'Aquitanien ou du Miocène inférieur. Entre l'Aquitanien et le niveau pontien de Choussy s'est produit, au moins, un cycle sédimentaire (érosion-remblaiement), correspondant au Miocène inférieur et moyen (m^{1-3}).

Pendant toute cette *série miocène* (MU), la région du Mont-Dore et de la Bourboule présentait peu de centres éruptifs distincts. Le granite y affleurerait très largement, car, les sables et alluvions intercalés entre les basaltes de cette époque, contiennent beaucoup d'éléments granitiques.

Le niveau *pontien de Choussy* (m^4), caractérisé par sa flore, est inclus à la partie supérieure de la série de la Bourboule (BO). Celle-ci est donc, au plus, d'âge miocène supérieur. Les basaltes, antérieurs à cette série $\beta_{III} - \beta_{II}$, sont donc anté-pontiens et constituent plusieurs niveaux d'âge miocène.

Les cinérites fossilifères mio-pliocènes du Chambon (p^0) sont postérieures au niveau de Choussy. Elles sont sensiblement contemporaines des tufs ponceux rhyolitiques. Les alluvions ponceuses de Perrier (p^0), à *Mastodon arvernensis* du *Pliocène inférieur* et niveaux à plantes correspondent à la fin de la série ponceuse rhyolitique et sont sensiblement contemporains de la série ponceuse trachytique. Les *sables à Hipparion* de Perrier (Rocca Neyra du Pliocène moyen, se placent à la fin de la série du Sancy (SA), car ils sont intercalés dans le conglomérat de Perrier (p^1a) comprenant de nombreux débris de sancyite ($\tau\alpha^2$), et de doréite ($\alpha\tau^2$). Les niveaux à *Elephas meridionalis* de Malbattu et le niveau à *Rhinoceros etruscus* (Saint-Prestien) de Neschers sont postérieurs à la série de la Banne d'Ordanche (OR).

3° Données tectoniques et géophysiques, subsidence volcanique.

Nous avons déjà décrit l'évolution de la faille et de la fosse de la Bourboule. Une faille de même âge part du Puy Loup, en se dirigeant vers la Cascade du Serpent, avec une direction sensiblement NW-SE, puis, à partir de cette cascade, doit prendre une direction sensiblement NS, en passant, sous le massif adventif, au voisinage du Puy de Mareuilh, du Roc de Cuzeau, etc... Cette faille, et celle de la Bourboule, limitent, à l'E et à l'W, la fosse de la Bourboule et du Mont-Dore. La subsidence de la fosse a commencé à se manifester pendant le dépôt de la série de la Bourboule (BO) et a continué, au moins, jusqu'à la fin de la série (FC) et, peut-être, pendant la série (CA).

L'affaissement maximum de cette fosse triangulaire a eu lieu vers son sommet septentrional, dans la région de la Banne, où la dénivellation peut dépasser 250 mètres (sondages de la Bourboule, de Choussy, etc.). Vers le Sud, le fond remonte par paliers, pour se raccorder au socle granitique de la région de Besse, Pavin, Picherande.

La subsidence de la fosse s'est produite au moment où les produits de refusion granitique (rhyolite, trachyte quartzifère) ont fait éruption. *Ces magmas granitiques sont apparus dans la région où la subsidence du voussoir granitique est maximum* (région de la Bourboule-Gacherie). Le seul dôme de la Gacherie représente un volume de 360.106 m³. Ce qui correspond à un volume de 307.106 m³ de granite. Si l'on calcule le volume de granite nécessaire pour fournir par refusion, les produits ponceux et rhyolitiques émis pendant la série de la Bourboule, on obtient un volume supérieur au volume de la fosse subsidente de la Bourboule.

Il est donc logique de penser que la subsidence de la fosse de la Bourboule est due à la disparition, par fusion, d'un volume de granite équivalent, transformé en roches d'épanchement. Ce phénomène fut facilité par le mécanisme décrit par Daly, sous le nom « d'overhead stoping ». Le granite, en fondant, diminue de densité. Le granite encore cristallisé, situé au-dessus de la masse fondue, aura donc tendance à s'effondrer dans celle-ci.

Les variations de densité des produits éruptifs (fondus, vitreux, cristallisés, ou à l'état de projections) ont certainement joué un rôle important dans le mécanisme géophysique des éruptions de plusieurs manières : a) par séparations gravifiques à l'intérieur des colonnes de magma fondu ; b) par jeux de compensation

isostatique, avant, pendant, et après les éruptions ; c) par augmentation des volumes et des pressions. Nous développerons ultérieurement ce point de vue. Le tableau ci-dessous montre ces variations des densités moyennes.

TABLEAU I

Laves	β_1^4	$\beta^2\omega$	ω^2	ω^2	$\alpha\tau^2$	$\alpha\tau^2$	φ^2	$\tau^2\alpha$	φ^2	$\tau^2\alpha$	ρ	granite	
Densité de la roche à 20°	3,0	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,55	2,5	2,45	2,4	2,3	2,7	2,6
Densité probable du magma à 1.200°	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5	2,45	2,4	2,32	2,30	2,28	2,2	2,5	2,26
Densité relative des projections	2,6 à 2,4 <.....> 1,8 à 2,2												

Ainsi peuvent s'expliquer les anomalies gravifiques, mises en évidence par le Père Lejay, dans la région des massifs éruptifs du Mont-Dore, de la Chaîne du Puy et du Cantal. On peut objecter que les anomalies actuelles sont bien postérieures aux éruptions principales du Mont-Dore. Dans le volcan actuel de Sakura-Jima, les Japonais et, notamment, Nagaoka, ont observé une subsidence analogue à celle du Mont-Dore, s'étendant jusqu'à 25 km du centre éruptif. Ces phénomènes actuels, en relation avec la grande éruption de 1914 du Sakura Jima, sont aussi accompagnés d'une augmentation de l'anomalie négative, correspondant à la zone volcanique. Des anomalies gravifiques analogues ont été observées à l'Etna et au Vésuve. A l'Etna, elles sont accompagnées d'effondrements (*caldeira subsidence*) et de bradyséisme. Le *caldeira subsidence* se manifeste aussi dans les volcans des îles de la Sonde.

Cette subsidence, due au volcanisme que nous nommons « une *caldeira subsidence* », est la « *cauldron subsidence* » des auteurs anglais. Elle avait été observée, depuis 1912, dans les volcans d'Ecosse. L'explication géophysique, que nous en donnons plus loin, liée aux variations de densité des produits volcaniques, nous paraît la plus simple et la plus conforme aux faits observés.

4° Données chimiques et minéralogiques.

A) Échelle provinciale.

a) *Diagrammes de fréquence.* — Les roches du Mont-Dore ont fait l'objet de descriptions pétrographiques de M. A. Lacroix, auxquelles nous renvoyons.

Envisageons la répartition des fréquences des différents types en utilisant d'abord : la courbe des fréquences de la teneur en silice. On y voit (fig. 1) quatre maxima correspondant :

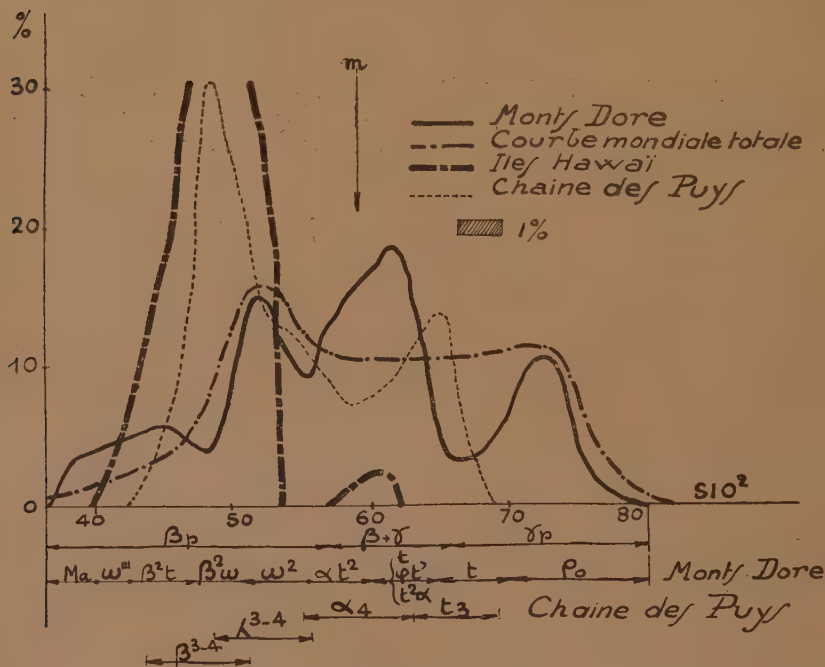


FIG. 1. — Courbes de fréquence :

1 — fréquence relative des différents types de roches du Mont-Dore en fonction de leur teneur en silice ; 2 — idem pour la chaîne des Puys ; 3 — idem pour les îles Hawaï ; 4 — fréquence relative mondiale (d'après Richardson et Sneesby) pour les différents types de roches ; — En abscisse, teneur en silice ; en ordonnée, fréquence relative. La signification des lettres grecques est expliquée dans le texte.

à 42,5 % de SiO_2 pour des basaltes légèrement alcalins et à déficit de silice ; à 52 % de SiO_2 pour des ordanchites, andésites et doréites ; à 59 % de SiO_2 pour des sancyites et trachytes phonolitiques ; à 72 % de SiO_2 pour les rhyolites ; 2 et 4 sont les maxima principaux¹.

1. Le nombre des analyses utilisées pour la courbe statistique du Mont-Dore

La courbe de fréquence mondiale, calculée par Richardson et Sniesby, sur 8.600 analyses, a de curieuses ressemblances avec celles du Mont-Dore (maxima mondiaux 52,5 % et 73 %, moyenne 59 %).

Pour comparer les courbes de fréquence du Mont-Dore avec celles d'autres régions, nous définirons un coefficient sima-sia-

lique $S = \frac{A}{A + B}$, tel que A est la proportion de roches de la

région considérée qui ont plus de 59 % de SiO_2 et B le pourcentage de celles qui ont moins de 59 %. Le chiffre de 59 % correspond à la moyenne calculée sur toutes les roches mondiales. Ce coefficient S peut donner une indication sur le degré de participation des apports sialiques dans les roches de la région. Pour le Mont-Dore, $S = 0,46$, il est donc voisin de la moyenne mondiale, $S = 0,5$. Pour la Chaîne des Puys, $S = 0,29$ pour les roches permocarbonifères d'Écosse, $S = 0,03$ et pour îles Hawaï $S = 0,01$. Nous distinguerons ainsi des provinces : simique ($S < 0,25$) sima-sialique ($0,25 < S < 0,50$), sialisimique ($0,50 < S < 0,75$) et sialique ($S > 0,75$).

Le coefficient (S) paraît d'autant plus élevé que la région a subi plus fortement les forces orogéniques et que les intrusions y jouent un rôle plus important. Ainsi la province pétrographique kabylienne qui correspond aux plissements tertiaires de l'Atlas algérien a un coefficient, $S > 0,5$ sialisimique. Elle est riche en intrusions de roches tertiaires. Les îles Hawaï ont un coefficient $S = 0,01$. Ces corrélations géochimiques et tectoniques s'expliquent aisément par la théorie géophysique exposée plus loin à propos de l'évolution du Mont-Dore.

b) *Diagrammes de différenciation*. — Pour interpréter les roches du Mont-Dore, nous avons utilisé toute une série de diagrammes de différenciation et de diagrammes représentatifs des magmas. La variété de ces diagrammes est très grande. Nous n'en reproduirons que deux. Le principal précurseur de ces représentations graphiques est Aug. Michel Lévy.

En utilisant le diagramme de différenciation de Niggli, on est frappé par l'allure désordonnée des courbes de différenciation, notamment dans les sancyites et doréites. En outre, il existe plusieurs intersections, des courbes al et fm (points d'isofalies), entre $\text{Si} = 160$ et $\text{Si} = 200$. Cette allure des courbes de Niggli

est de 71 seulement; mais l'examen de plus de 2.000 plaques minces met en évidence l'existence des types dominants correspondant à ces maxima et permet de contrôler leur position approximative.

le même que celui de la Kabylie de Collo, à 400 km plus à l'Est.

Si, par contre, on représente *séparément* les deux séries suivantes : série a (basalte, ordanchite, phonolite) et série b (rhyolite, sancyite, doréite), les courbes montrent une allure plus régulière. Les points d'isofalie ($al = fm$), mieux déterminés, sont respectivement de $Si = 196$ et $Si = 152$, pour chacune des séries (fig. 2). Dans les *courbes de Peacock*, (fig. 3), le calc-alkali index ($K^2O + Na^2O = CaO$), est de $SiO^2 = 54,5$, pour la série doreito-sancyitique, il correspond à la province alcali-calcic de Peacock = atlantique de Niggli. Il est de $SiO^2 = 50$ pour la série basalte-phonolite, appartenant au groupe alcalic de Peacock = méditerranéen de Niggli.

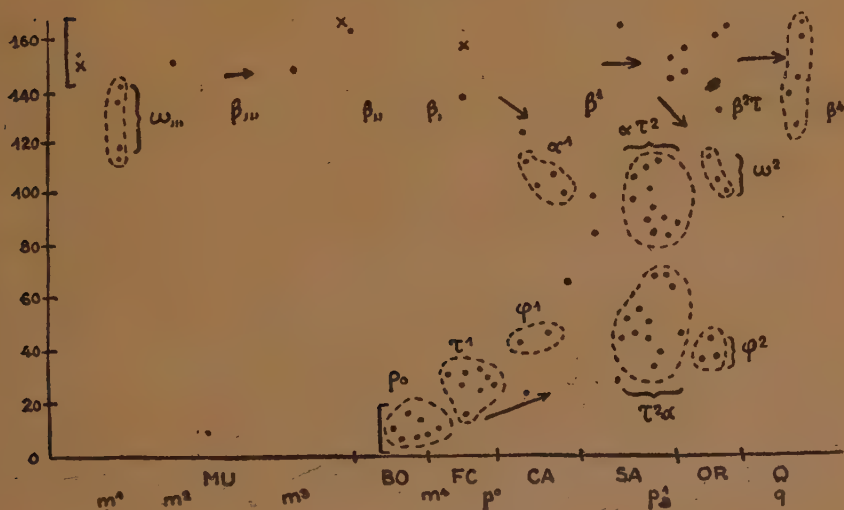


FIG. 4. — Chronodiagramme :

en ordonnée, teneur en fer = une mol. FeO + deux mol. Fe^2O^3 . En abscisse, les temps géologiques (niveaux décrits dans le texte).

c) *Les chrono-diagrammes*. — Quand il ne connaît pas la succession réelle des magmas *dans le temps*, le pétrographe doit la choisir arbitrairement, entre plusieurs filiations, pour établir théoriquement les différenciations des roches. Il prend généralement la plus simple telle qu'elle résulte des diagrammes dits « de différenciation ». *La réalité est généralement beaucoup plus complexe* que ne le prévoient les diagrammes purement chimiques. Ceux-ci, tout en étant logiques et cohérents peuvent ne pas

tenir compte de phénomènes naturels, souvent imprévisibles et inobservables.

Les chronodiagrammes (fig. 4 et 5) que nous proposons nous paraissent donc *plus réels* que les simples diagrammes de différenciation chimique. Leur valeur est évidemment fonction de l'exactitude de la chronologie éruptive. Ils représentent, en effet, la variation d'un caractère chimique en fonction du temps *géologique*. C'est de la cinétique chimico-géologique.

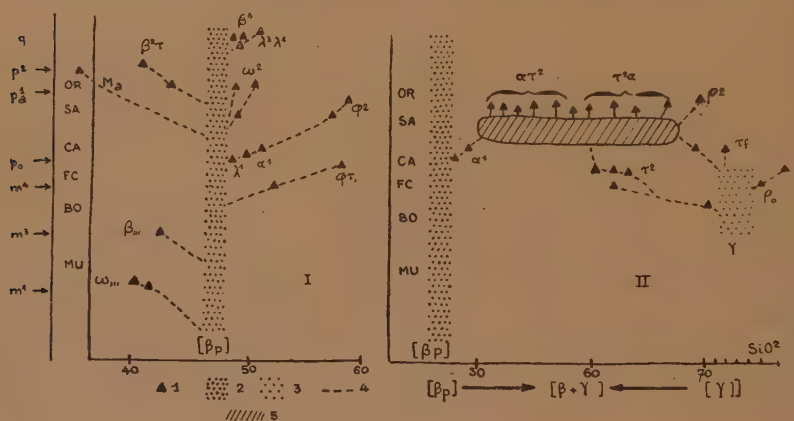


FIG. 5. — Chronodiagrammes :

en ordonnée, les temps géologiques (niveaux éruptifs et repères paléontologiques décrits dans le texte). En abscisse, la teneur en silice. Le diagramme de gauche représente les roches dérivant du magma basaltique (βp) (colonne hypothétique en pointillé). Le diagramme de droite correspond aux dérivés du magma rhyolitique (colonne hypothétique en pointillé) et aux produits hybrides des deux magmas (La signification des lettres grecques est donnée dans le texte).

Les échantillons d'ankaratrites de Saint-Sandoux, de la plupart des basaltes, et des laboradorites ont été prélevés dans les zones périphériques du Mont-Dore. Chaque triangle représente une coulée ou filon distinct ayant fait l'objet d'une analyse totale ou partielle.

La confrontation des données chronologiques et chimico-minéralogiques montre qu'il y a trois groupes de différenciation dans le massif du Mont-Dore : les deux séries extrêmes sont quasi indépendantes. La série issue d'un magma rhyolitique a donné des apiorhyolites, des trachytes pauvres en chaux. Celle dérivée d'un magma basaltique est la plus riche en espèces : mareugite, ankaratrite, luscladite, basanite, ordanchite, phonolite. Entre les deux, une série intermédiaire hybride, doréito-sancyitique, proviendrait du mélange des deux magmas initiaux.

B) *Échelle locale.*

Aux échelles locales et microscopiques, les nombreuses études qui ont été faites par Aug. Michel Lévy, M. A. Lacroix et Ph. Glangeaud, conduisent à des conclusions analogues.

M. A. Lacroix a séparé, dans sa classification, les trois grands groupes énumérés ci-dessus et les a subdivisés en de nombreux types. Mais on est frappé, quand on examine au microscope de nombreuses plaques minces, de voir le nombre considérable de combinaisons minéralogiques qui réalisent presque tous les types intermédiaires entre les extrêmes.

Dans certaines sancyites, les phéno-cristaux de sanidine sont plongés dans un verre contenant des microlites d'augite, de biotite et d'andésine, et, parfois des phéno-cristaux de plagioclases. Ces associations ne peuvent être entièrement expliquées, comme dans le cas des ségrégations d'olivine, par un processus de cristallisation fractionnée, locale, avec résidu suivant la théorie de Bowen. Il est nécessaire de faire intervenir un autre processus agissant à une échelle provinciale. Celui qui me paraît le plus conforme aux faits est le mélange des *deux magmas d'origine distincte*, dont l'un apporte les éléments alcalins qui se manifestent sous forme de sanidinite.

L'étude, dans les plaques minces, des résorptions et des séries de cristallisation, montre, par contre, que la théorie de la cristallisation fractionnée de Bowen peut s'appliquer à la série basalte-ordanchite-andésite-phonolite, qui offre des séquences minéralogiques analogues à celles prévues par la théorie et les expériences de laboratoire. On doit y ajouter l'existence de phénomènes pneumatolytiques ayant pu jouer un rôle dans la cristallisation de l'haüyne, dans la refusion locale des granites, dans la migration de soude, etc...

L'étude des enclaves qui a fait l'objet d'une série de remarquables travaux de M. A. Lacroix, montre, de même, l'existence de cristallisations fractionnées. Ces phénomènes à action locale et microscopique, nous paraissent s'être produits à une moindre profondeur que le mélange des magmas initiaux basaltiques et rhyolitiques, et après les différenciations provinciales. Ils se produiraient à un niveau que nous nommerons « l'horizon ou bouchon à sanidinite », en reprenant une idée antérieure de M. A. Lacroix. En effet, dans les enclaves homogènes des sancyites, les dernières générations de sanidine englobent les autres minéraux et notamment le pyroxène.

La différenciation locale des enclaves et des phéno-cristaux des roches est donc postérieure aux différenciations provinciales.

III. LES CORRÉLATIONS.

1° Corrélation des phénomènes physico-chimiques dans le temps.

Peut-on expliquer les phénomènes observés en appliquant au Mont-Dore la théorie « séparation gravifique-pneumatolyse » de Bowen-Niggli ? La rhyolite (BO) constituerait le résidu de différenciation du magma basaltique avec apport pneumatolytique et la série OR représenterait le « fond de creuset » contenant les minéraux séparés par gravité au cours de ce processus. La série doréito-sancyite serait alors le type intermédiaire entre la scorie légère rhyolitique et le fond de creuset basanito-ordanchitique. Cette conception simple que nous avons utilisée en 1931, pour les différenciations du laccolite du Dj. Arroudjaoud (en Algérie) est évidemment séduisante. Elle nous paraît insuffisante, dans le Mont-Dore, pour expliquer les faits suivants :

1. *Les chronodiagrammes* montrent que le magma basaltique s'est épanché sous forme de roches volcaniques directes ou dérivées, d'une façon presque continue, depuis l'Oligocène, jusqu'au Quaternaire, sans présenter de modifications importantes dans sa composition moyenne. Cette constance, contraste avec l'apparition brusque, au début du Pontien, d'un magma rhyolitique, qui, à ce moment, ne *présentait aucun terme de transition* avec les basaltes, sensiblement contemporains. Les termes de transitions sont apparus plus tard, au milieu du Pliocène, série (SA) = (p¹a).

2. *Les diagrammes de différenciation* ne donnent des courbes homogènes et continues que si l'on sépare deux séries distinctes de roches.

3. *Les courbes de fréquence* ne montrent pas la prédominance d'un magma unique basaltique, mais l'existence d'au moins deux groupes d'importance sensiblement égale.

4. *Les caractères chimiques et minéralogiques* des sancyites et des doréites, ainsi que leur ordre de cristallisation, ne peuvent être expliqué par le seul phénomène de cristallisation fractionnée avec résidu. On ne pourrait choisir qu'entre une différenciation par gravité au sein d'une masse formée de deux liquides, peu miscibles, ou bien, au contraire, par le mélange de deux magmas en partie miscibles ; les deux phénomènes donneraient sensiblement les mêmes résultats.

Aussi, tout en admettant l'existence de processus, du type Bowen-Niggli, nous pensons qu'il y a lieu d'y ajouter, *au début de l'opération, à l'échelle provinciale*, un apport de magma neuf

d'origine granitique. Dans le Massif du Mont-Dore, les deux principaux genres de différenciations, et presque toutes leurs variétés, ont donc pu intervenir, mais à des *niveaux et à des moments différents*.

À l'échelle provinciale et en profondeur, les phénomènes géophysiques amènent la refusion du granite. Les différenciations par hybridation (contamination) ont été produites par la diffusion au contact des deux « parents-magmas », basaltique (gabbroïque) et rhyolitique (granitique). Ainsi se sont formées les *roches hybrides* contenant 52 %, jusqu'à 67 % de silice (fig. 5, n° 11, à droite) (doréites-sancyites).

À l'échelle locale et plus près de la surface, seraient intervenues les différenciations par cristallisations fractionnées suivant les principes de Bowen, avec pneumatolyse (Lidgreen, Smith; Niggli, etc...), avec ou sans intervention de la gravité (Daly). Ces phénomènes locaux agissant sur des magmas qui avaient déjà été séparés, à l'échelle provinciale, produisent les séries de différenciations monogènes (fig. 5) locales correspondant aux nombreuses coulées, filons, etc... :

a) *Série basaltique*. — Le magma basique, basaltique, originel devait être légèrement alcalin et offrir un faible déficit de silice. Son point d'origine dans le tétraèdre de Barth se trouvait quelque part au voisinage du point α . À partir de ce point, les résidus successifs, après séparation par cristallisation fractionnée, de l'olivine et des pyroxènes donneront (fig. 5, n° 1 à gauche), suivant l'action plus ou moins grande de la pneumatolyse, et de la ségrégation, soit des produits à déficit de silice : phonolites (φ) et ordanchites (ω), soit des roches neutres : trachytes (τ), trachytes phonolitiques ($\sigma\varphi$) et andésites (α). Les éléments lourds, séparés par gravité, joueront le rôle dominant dans les basanites ($\beta\tau$), essexites, théralites, ankaratrites (ω_{III}) mareugites, luscladites, etc...

b) *Série rhyolitique*. — De même, à partir du magma granitique où les phénomènes pneumatolytiques durent jouer un grand rôle, il se sépara des rhyolites plus ou moins riches en silice ρ et des trachytes quartzifères t_q , et même, peut-être, des roches anormales, pour la région, comme le trachyte sodique (comendite) (tf) du funiculaire de la Bourboule. Il n'est pas impossible que certaines phonolites ($\varphi\tau$), représentent un des termes ultimes de la différenciation de la série rhyolitique.

Les magmas primitifs (parent-magmas) basaltiques et rhyolitiques sont représentés, schématiquement, dans la figure 5, en

supposant qu'ils ont conservé une composition constante. En augmentant le nombre d'analyses de basaltes, il sera peut-être possible de fixer, avec plus de précision, les caractères des « parents-magmas ».

2° Corrélation des phénomènes géophysiques, tectoniques, morphologiques et volcaniques.

Les différenciations physico-chimiques, que nous venons de décrire sont certainement réglées par des phénomènes géophysiques et tectoniques, qui les ont encadrées et dirigées dans le temps et l'espace. Les faits qui permettent de mettre en évidence ces phénomènes dirigeants sont peu nombreux et délicats à interpréter. En Auvergne, on observe que les massifs volcaniques complexes, à éléments rhyolitiques et trachytiques, paraissent installés sur des *bombements d'âge miocène*. Aug. Michel Lévy, avait fort bien vu que le massif du Mont-Dore correspondait à un dôme affectant la masse granitique sous-jacente.

En effet, au Miocène, et jusqu'au début du Pontien, le bombement granitique de la Bourboule et du Mont-Dore était drainé par une série de rivières, en éventail. On retrouve des témoins de ces vallées miocènes ; les arènes feldspathiques ont été ainsi entraînées vers le N, l'E et le SW.

Les éruptions basaltiques miocènes paraissent être indépendantes de toutes les unités tectoniques miocènes. Par contre, les régions d'émission des magmas rhyolitiques (série BO) dans le Mont-Dore, de même que les cheminées domitiques de la chaîne du Puys et trachytiques du Mézenc, paraissent bien localisées au sommet des *bombements* anté-volcaniques. Ces émissions ont été accompagnées, dans le Mont-Dore et probablement aussi dans le Cantal et le Mézenc, de phénomènes de subsidence.

Les corrélations volcano-tectoniques que nous venons de souligner pour les volcans d'Auvergne, paraissent être très générales. Dans beaucoup de régions volcaniques, *l'apparition de magma rhyolitique ou trachytique est précédée de déformations à grand rayon de courbure, et suivie par des « caldeira subsidence »*. La montée des magmas granitiques et syénitiques paraît donc correspondre à des processus géophysiques et tectoniques, différents de ceux qui règlent l'éruption des magmas basaltiques. Plusieurs auteurs, et notamment, Daly, Holmes, Reynolds, Kennedy, Fenner, sont arrivés à des conclusions analogues par d'autres voies, notamment en comparant la proportion

relative des magmas basaltiques et granitiques dans les intrusions profondes et les éruptions de surface.

Nous allons essayer de donner une explication de ce *dualisme éruptif*.

3^e Essai d'une synthèse temporo-spatiale.

Partant de tous les faits brièvement énumérés ci-dessus, et de nombreux autres, que je n'ai pas eu la place de citer ici, il me paraît possible de reconstituer l'histoire du Mont-Dore. Cet essai est une première approximation dans la voie de l'explication géophysique.

Phase de Murols (MU). — A la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, une déformation à grand rayon de courbure (20 à 30 km de largeur), se produisit dans la région mont-dorienne. Dans un tel bombement, la masse déformée présente des surfaces de compression et d'autres de traction. Par les fissures qui en résultent (fig. 6), un magma *basaltique très fluide* est monté, puis, s'est épanché, avec un *dynamisme hawaïen*, accompagné de discrètes manifestations stromboliennes. Il existait alors en profondeur, une région où *le basalte fondu était en contact avec le granite* (fig. 6). Nous ne précisons pas si la surface intracrustale de séparation granite-basalte, correspond à la base de la croûte sialique où à la voûte d'un magma bassin inclus dans cette croûte. Cette précision, impossible à fournir, n'est pas nécessaire pour notre théorie.

Deux processus différents peuvent être invoqués pour expliquer la refusion des parties granitiques profondes. Si le bombement superficiel est compensé isostatiquement en profondeur, le tréfond granitique s'enfonce, les isogéothermes après déformation remontent, dans cette masse abaissée et la refusion granitique se produit.

Si, par contre, la surface granite-basalte reste parallèle à la surface supérieure du bombement, et forme ainsi une coupole concave vers le bas, l'accumulation des matières volatiles, par pneumatolyse, dans cette coupole peut encore favoriser la refusion granitique. La possibilité de fusion à basse température des roches granitiques imprégnées d'éléments volatils, ressort en effet, des expériences de Goranson où la présence de 7 % d'eau *abaisse la température de fusion du granite de 500°*, donc au-dessous du point de fusion du basalte pauvre, en éléments volatils.

Nous ne discuterons pas en détail, ici, le mécanisme et les conséquences de la refusion et de la diffusion des magmas granitiques

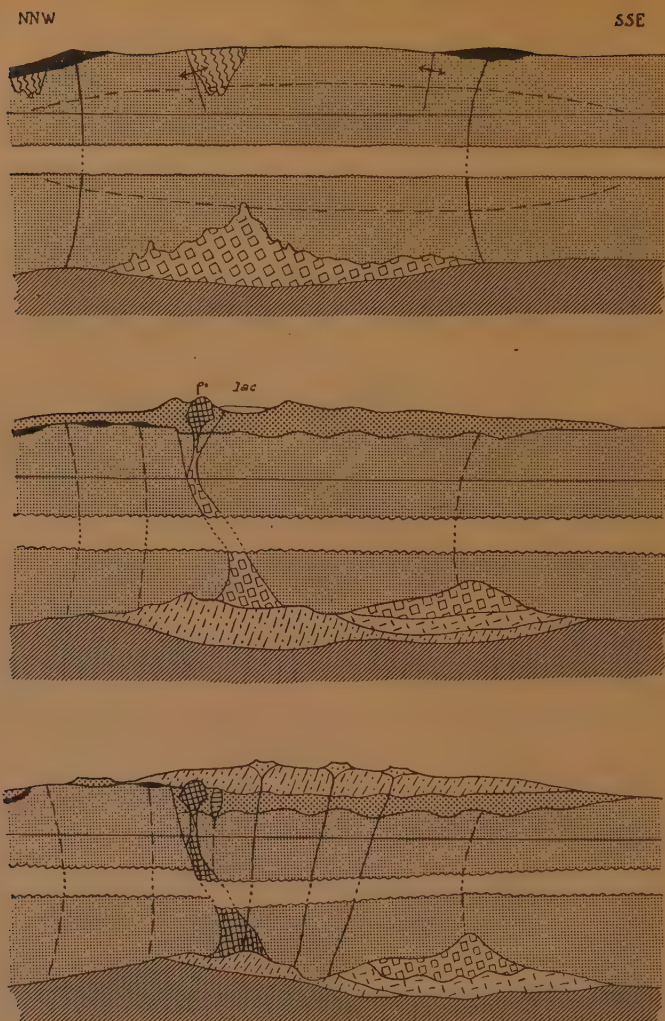


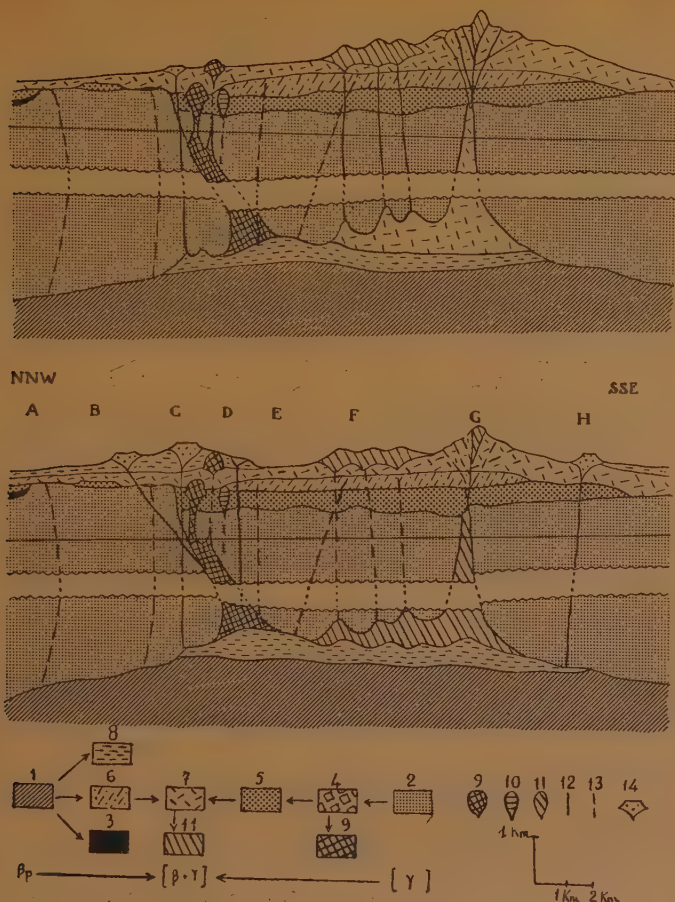
FIG. 6 à 10. — Évolution du massif du Mont-Dore, du Miocène au Quaternaire.

Ces coupes schématiques intéressent une partie de l'écorce terrestre. La partie inférieure correspond au plafond du réservoir magmatique et la partie supérieure à la surface. Entre les deux, on a laissé, en blanc, une lacune dont l'importance est indéterminée.

Coupes sensiblement NW-SE, passant par le massif de la Banne, le massif adventif et le Puy du Sancy. Le plan de coupe est supposé passer à l'W, du horst du Chambon-Adventif, sur le bord E de la fosse de la Bourboule-le Mont-Dore.

FIG. 6 : Miocène moyen (MU), — FIG. 7 : Pontien (BO), — FIG. 8 : phase de la Grande Cascade (CA). — FIG. 9 : phase du Sancy (SA), début du Pliocène moyen. — FIG. 10 : phase de la Banne d'Ordanche (OR) (fin du Pliocène moyen et Pliocène supérieur).

Figurés représentés en bas de la fig. 10 — 1 = magma basaltique — 2 = socle granitique (sial) — 3 = Basalte éruptif du Miocène intérieur et moyen — 4 = granite



refondu (magma granitique juvénile) — 5 = laves, ponces rhyolitiques et trachytiques dérivés du magma granitique juvénile (série de la Bourboule) — 6 = *en surface* : série de la Grande Cascade (coulée et projections surtout andésitiques) *en profondeur*, magma correspondant, dérivé du magma basaltique — 7 = *en surface* : série du Sancy, coulées, dykes et projections avec roches hybrides (sancytites et doréites) dominantes; *en profondeur*, magma intermédiaire provenant du mélange par diffusion des magmas granitiques juvéniles (5) et du magma basaltique (2) — 8 = *en surface* : série de la Banne d'Ordanche avec roches dominantes, dérivées du magma basaltique (ordanchite, basanite, basalte doléritique); *en profondeur*, magma correspondant (essexitique et théralitique) — 9 = *en surface* : dôme de rhyolite et de trachyte quartzifère; *en profondeur*, roches correspondantes consolidées, (microgranite, syénite, sanidinite, bouchon à sanidinite) — 10 = dôme de phonolite — 11 = *en surface* : dôme de sancyite et de doréite; *en profondeur* : roches correspondantes (plauenites, sanidinites et diorites); — 12 = cheminées en activité; 13 = filon provenant du colmatage de la cheminée (12) ayant cessé son activité; 14 = cône volcanique en activité.

Dans la fig. 8, A = fosse de Perpezat; B = plateaux et cônes adventifs de la Banne d'Ordanche; C = Banne d'Ordanche; D = massif du Puy de Gros; E = vallée de la Dordogne; F = massif adventif (Mone, Tache, Barbier, Marcuilh, etc...); G = Sancy; H = Chambourguet.

et basaltiques. Cette diffusion, de même que les phénomènes de pneumatolyse qui l'accompagnent, modifie la proportion relative des éléments. La potasse ne diffuse pas avec la même vitesse que la soude. La refusion de la masse granitique absorbe de la chaleur et abaisse ainsi la température du reste du magma basaltique. La diffusion-assimilation de produits granitiques par le magma basaltique *modifie donc fortement la viscosité et la pression des gaz* dissous dans le magma résultant. Il en résulte une augmentation locale de pression, et le phénomène « d'overhead stoping » de Daly. Tous ces facteurs agissent dans le même sens, pour favoriser, dans une certaine limite, l'extension de la refusion granitique.

Phase de la Bourboule (BO). — Au-dessus de la croûte amincie, une rupture se produisit en un point faible (ancienne cicatrice hercynienne), en donnant la faille de la Bourboule (fig. 7). Le magma de refusion est alors monté jusqu'à la surface, le long de cette faille. Il s'éleva au-dessus de celle-ci, en un épais dôme rhyolitique (dôme de la Gacherie), qui fut précédé et suivi de projections ponceuses. Des lacs apparurent, au milieu des tufs ponceux dans les dépressions volcano-tectoniques, analogues à celles du Soeh à Sumatra. Les éruptions phréatiques et boueuses, en relation avec ces lacs, ont donné des coulées boueuses analogues aux « Lahars » des Indes Néerlandaises.

Elles se sont étendues, comme ces dernières, sur toute la périphérie de ce massif, jusqu'à une distance de 25 kilomètres de leur région d'origine (tufs ponceux).

Phase de la Grande Cascade (CA). — Les importantes émissions de rhyolites et de produits co-magmatiques, qui étaient arrivés au jour pendant la série BO et à la fin de celle-ci, avaient modifié l'équilibre interne, au-dessous de la faille de la Bourboule et arrêté le processus de refusion, par perte de calories et de gaz.

Le stock de magma granitique juvénile étant en grande partie écoulé, il apparaît alors des portions magmatiques inférieures dérivées du basalte (phonolites inférieures, andésites) et peut-être déjà quelques produits intermédiaires hybrides (trachytes inférieurs). Dans cette nouvelle phase éruptive (fig. 8), strombolienne et vulcanienne, correspondant à la base de la « cinérite à blocs », les éléments andésitiques sont dominants.

Tous les phénomènes considérés sont restés localisés pendant les 2^e et 3^e phases (BO et CA), dans la fosse de la Bourboule. Le massif volcanique du Sancy, n'avait pas encore manifesté d'activité. Mais, sous cette dernière région, éloignée de 8 km de

la faille de la Bourboule, le stock de refusion granitique, qui n'avait pu être évacué, avait peu à peu augmenté et s'était accumulé en coupole, sans émissions extérieures.

Phase de Sancy (SA). — Dans le massif du Sancy, les éruptions n'ont commencé, en effet, qu'au milieu du Pliocène, le magma de refusion granitique a eu ainsi le temps de se mélanger lentement, par diffusion, avec le magma basaltique sous-jacent. *Le résultat de ce mélange fut la série sancyito-doréitique.*

Au milieu du Pliocène, ce magma sancyito-doréitique parvient à la surface (fig. 9). Comme il est très visqueux, il fait éruption avec des *manifestations péléennes* (dôme, aiguille, brèche, nuée ardente, avalanche — types Saint-Vincent, 1902, Mérapî, 1920) et *vulcaniennes* (cinérîte à blocs). Les nuées ardentes, comme celles de la montagne Pelée, 1902 (A. Lacroix) et du Mérapî, 1930, s'étendent, dans le secteur est, jusqu'à la Limagne.

A la fin de la série (SA), le stock doréito-sancyitique paraît épuisé. Dans la région du Sancy, les conduits sont colmatés par ce magma particulièrement visqueux.

Phase (OR). — Les éruptions reprennent alors dans la région de la Banne d'Ordanche et à la périphérie du massif de Sancy. Les laves émises dans cette nouvelle phase (OR) dérivent des magmas basiques (ordanchite, basalte de demi-deuil, basanite), représentant les produits ultimes de différenciation gravifique.

Quaternaire. — Enfin, au Quaternaire, de nouvelles fissures s'ouvrent avec émissions de coulées basaltiques accompagnées de cratères isolés, stromboliens (Tartaret, Montceinire). Ces émissions basaltiques correspondent au phénomène simple de montée basaltique qui s'était déjà produit au Miocène, avant la formation du massif du Mont-Dore (phase MU).

Les phénomènes de refusion granitique correspondant aux émissions rhyolitiques et trachytiques avec leur cortège d'overhead stoping et de caldeira subsidence, semblent avoir, à ce moment, épuisé leurs effets. Leur influence a duré pendant un espace s'étendant entre le début du Pontien et la fin du Pliocène.

Brèves comparaisons. — Ainsi que nous le montrerons dans des notes ultérieures, on peut expliquer par des processus analogues, l'évolution du massif volcanique du Cantal, les éruptions de la Chaîne des Puys, où les domites sont intercalés entre deux séries basaltiques, celles du Mézenc et le petit essai avorté du massif Cézalier. De même, si on compare l'évolution des massifs volcaniques auvergnats à celles d'autres régions éruptives du

Globe on est frappé par l'analogie des cycles éruptifs existant dans les volcans complexes (séries récurrentes de Rittmann).

Le mécanisme volcano-tectonique que nous venons de décrire, permet, en outre, de comprendre comment, même dans les zones peu déformées par les phénomènes orogéniques, il peut y avoir des apports sialiques, faisant varier au cours de l'évolution géologique les caractères d'une province.

LA RÉPARTITION ACTUELLE DES MOLLUSQUES MARINS ENVISAGÉE COMME BASE D'APPRÉCIATION POUR LES GÉOLOGUES

PAR **P.-H. Fischer**¹.

Les questions de répartition des organismes actuels ont toujours été, à juste titre, un souci primordial des géologues; elles constituent pour ces derniers une aide constante dans l'appréciation des faits du passé.

Dans ce domaine très complexe et parfois déconcertant, la méconnaissance de certains faits ou leur généralisation fautive conduisent à des difficultés qu'il peut paraître souhaitable de signaler et, si possible, de résoudre; on ne peut craindre de trop insister sur ces questions. C'est dans cet esprit que M. Jacques BOURCART, Président de notre Société, m'a demandé de vous soumettre, en une courte causerie, quelques faits de biogéographie actuelle susceptibles d'être utilisés par les géologues. Ces faits seront empruntés à la répartition des Invertébrés marins, et particulièrement des Mollusques.

RÉPARTITION DES MOLLUSQUES MARINS

AIRES SPÉCIFIQUES.

Il faut rappeler que chaque genre, chaque espèce, a ses limites géographiques et bathymétriques.

L'aire spécifique des Mollusques marins est généralement assez étendue. On ne trouve pas dans le milieu marin ou même intercotidal, ces aires restreintes dont le milieu terrestre a donné de classiques exemples (*Helix* de Corse, *Partula* de Tahiti, *Achatinelles* des Iles Sandwich).

D'une façon générale, les aires marines semblent être plus restreintes dans le milieu littoral (intercotidal) que dans le milieu néritique ou surtout profond, ce qui paraît logique, puisque les conditions de vie tendent à s'uniformiser lorsqu'on s'éloigne du milieu atmosphérique. Toutefois il ne faut pas voir là une règle absolue.

On peut citer, comme exemples d'aires marines particulièrement restreintes, celles des Patelles des archipels macaronésiens,

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1943.

localisées parfois à un seul de ces archipels (*Patella Gomesi*, *Baudoni*, *Moreleti* et *nigrosquamosa* aux Açores, *P. citrullus* à Madère, *P. Teneriffæ* aux Canaries, etc.).

Des aires d'une grande étendue ont été remarquées dans divers milieux de vie, surtout pour des Lamellibranches.

Dans le milieu littoral, citons à cet égard *Lasæa rubra*, petit Lamellibranche presque cosmopolite, *Mytilus edulis* (espèce des régions tempérées représentée dans l'hémisphère austral par *Mytilus planulatus*) et *Ostrea forskâli*, dont les bancs ceinturent presque toutes les côtes tropicales du globe.

Dans les milieux benthiques profonds, de nombreuses espèces d'Invertébrés ont une aire étendue. Beaucoup d'Échinodermes (Exemple : *Rhizocrinus lofotensis*) et de Mollusques sont communs aux fonds d'Europe et des Antilles ; on a trouvé vivant sur les fonds des deux hémisphères (N et S) non seulement des Lamellibranches tels que *Pecten abyssorum*, mais des Gastéropodes comme *Margarita infundibulum*, des Scaphopodes comme *Dentalium ceras*, des Amphineures comme *Chiton Belknapii*, des Brachiopodes comme *Terebratulina septentrionalis*.

Dans le milieu pélagique de surface, certains Lamellibranches xylophages sont presque cosmopolites (*Martesia striata*, *Teredo navalis*) ; dans le milieu pélagique profond, *Spirula Peroni* est commun aux trois grands Océans.

Nous ne connaissons cependant pas d'aire spécifique vraiment cosmopolite chez les Mollusques actuels.

Rappelons enfin que lorsqu'une aire spécifique est discontinue, il s'agit souvent d'une espèce résiduelle ; il me suffira de mentionner les exemples célèbres des Pleurotomaires (Antilles, Japon) dans le milieu néritique et des Pholadomyes (Antilles, Afrique occidentale) dans le milieu profond.

CAUSES DE LIMITATION.

Parmi les innombrables causes de limitation des aires spécifiques, la *température* est la plus importante en fait. Chaque espèce a des limites thermiques de résistance et un optimum thermique qui lui sont propres. Les larves sont généralement moins résistantes que les adultes, de sorte que l'aire de vie des adultes dépasse légèrement celles des larves. Le coup de froid, le coup de chaleur, même s'ils ne sont pas mortels, nuisent à l'assimilation. Aussi le nanisme est-il fréquent en bordure de l'aire spécifique. Ce fait est bien connu dans le milieu continental pour les Limnées des lacs suisses : on sait que *Limnæa Foreli*,

variété naine des eaux froides de profondeur, correspond à *Limnæa ovata* des eaux de surface, qui est plus grande, et que *Limnæa abyssicola* correspond de même à *Limnæa palustris*. Dans le milieu marin il en est de même : ainsi aux Iles Canaries, limite méridionale de nombreuses espèces tempérées, celles-ci sont souvent représentées par des individus de petite taille (Exemples : *Venus verrucosa*, *Pectunculus glycymeris*, *Meretrix chione*, *Turritella triplicata*), comme R. Mac Andrew l'avait remarqué dès 1836.

Une autre cause importante de limitation est la *présence d'aliments préférés*. L'aire spécifique d'une espèce est souvent calquée sur l'aire spécifique de l'espèce qui lui sert de nourriture et d'habitat : *Littorina obtusata* dépend ainsi des *Fucus*, *Helcion pellucidum* des Laminaires, *Melaraphe luteola* des arbres de la mangrove, *Tridacna* ou *Magilus* des récifs de Coraux. C'est toute la question des associations réelles, dont les traces sont malheureusement faibles dans les couches fossiles.

Les *concurrences*, enfin, jouent un très grand rôle sur lequel nous reviendrons ; les peuplements sont interdépendants et toute rupture d'un équilibre acquis peut modifier les limites géographiques d'une espèce.

DOMAINE RÉEL ET DOMAINE POTENTIEL.

Certaines espèces occupent effectivement jusqu'à ses limites le domaine où leur vie est possible. Il semble en être ainsi, par exemple, pour *Acmæa testudinalis*, Gastéropode circumpolaire qui se rencontre sur tout le pourtour des mers froides boréales, ou pour *Arcularia dorsata*, Gastéropode tropical d'Australie. Les limites atteintes par ces espèces sont légèrement fluctuantes, avançant une année et reculant une autre pour des raisons d'ordre principalement climatique, ainsi que Ch. Hedley l'a remarqué à propos d'*Arcularia dorsata*.

D'autres espèces, qui occupent un domaine restreint, sont aptes à s'étendre *brusquement*. Ce sont généralement des peuplements nouveaux, nés d'une hybridation ou de toute autre cause de variation, ou des peuplements suralimentés par suite d'un changement dans les équilibres biogéographiques. Leur mise en marche se fait à partir du moment où leur nombre est devenu très grand dans leur lieu d'origine ; leur extension sera arrêtée par certaines barrières (frontières thermiques par exemple) qui constitueront les limites de ce que j'ai appelé leur *domaine potentiel*.

Ces espèces extensives, qui correspondent aux espèces « cryptogènes » de la géologie, atteignent souvent en peu d'années les limites de leur domaine potentiel. Je me permets d'en rappeler quelques exemples bien typiques.

Les « Portugaises » *Gryphæa angulata*, introduites accidentellement dans la Gironde en 1866 (cargaison jetée à la mer devant Le Verdon), ont envahi en peu d'années les côtes de Saintonge et de Vendée jusqu'aux Sables d'Olonne et à Noirmoutiers, mais elles ont trouvé là leur limite potentielle : elles ne font au Nord de la Loire que des apparitions sporadiques et elles ne s'y reproduisent pas.

Le Lamellibranche *Petricola pholadiformis* (États-Unis, Antilles, Sénégal) était inconnu en Europe il y a un demi-siècle. Signalé en Grande-Bretagne en 1893, il mit 39 ans à progresser des côtes du Kent à l'estuaire de l'Humber (1932) ; passé en Belgique en 1901, il se répandit en France (1905), en Hollande (1908), au Danemark ; en 1931, on le signalait dans le Kattegat. Il n'est pas encore certain que cette espèce ait atteint ses limites potentielles.

Un Gastéropode américain commensal des Huîtres, *Crepidula fornicata*, a de même envahi la Grande-Bretagne (1887) et la Hollande (1928) sans que nous puissions dire où il s'arrêtera.

Les Méléagrines de la mer Rouge, passées en Méditerranée à la suite de l'établissement du Canal de Suez (1869) et signalées à Alexandrie en 1874, se sont répandues jusqu'au Nord de Beyrouth d'une part, jusqu'à Malte et à la Tunisie d'autre part. Verrons-nous des Huîtres perlières sur la Côte d'Azur ?

Parfois une forme marine ou saumâtre se montre apte à coloniser les eaux douces.

Un exemple classique est celui de *Dreissensia polymorpha*, Lamellibranche saumâtre originaire de la Caspienne, représenté dans le calcaire des Steppes et signalé vivant en 1769 à l'embouchure de la Volga. Acclimaté aux eaux douces des fleuves, retrouvé dans le Dniepr et le Danube, il fut probablement introduit dans le reste de l'Europe par les trains de pontons des guerres du premier Empire. L'extension des *Dreissensia*, minutieusement reconstituée par le Dr Paul Fischer, fut capricieuse en ses trajets, mais rapide : signalés en Allemagne en 1814, ces Mollusques passèrent à Londres en 1824, en Belgique en 1833. Arrivés en France par le Nord (1838) ils colonisèrent la Scarpe et la Deule (1844), le haut Rhône (1852), la Seine et ses affluents (1855), la Meurthe (1854), le haut Rhin (1860), le canal de Toulouse (1862), le bassin de la Loire (1863), la Garonne (1865), le

bas Rhône (1866), soit 25 ou 30 ans pour envahir toutes les rivières de France.

L'exemple des *Dreissensia* n'est pas isolé. Les Tarets, que l'on considérait comme exclusivement marins, ont envahi certains fleuves africains comme le Zambèze.

Citons encore l'extension explosive du Serpulien d'estuaire *Mercierella enigmatica*. On le suppose originaire de l'Inde, mais il devait y être peu commun, car personne ne l'y avait décrit ; il apparut brusquement en Europe occidentale sous forme de gros peuplements (canal de Caen à la mer, 1921, Londres, 1923, estuaire de la Rance, 1925) ; on le trouva presque en même temps dans la région méditerranéenne (province de Valence, 1924, Tunisie, Sardaigne, Venise, mer Noire, Égypte), au Maroc, en Californie. C'est évidemment la navigation qui a véhiculé cette espèce.

Telle espèce, tel genre, sont souvent réputés marin ou saumâtre ou d'eau douce sans grand contrôle. Il est dangereux de se fier à des généralisations pour une appréciation d'habitat : ainsi le genre *Modiolus* est généralement marin, mais certaines espèces, comme *Modiolus confusus* en Australie, ne vivent que dans des eaux presque douces ; or, rien dans leur morphologie ne conduit à ce renseignement écologique.

MOYENS DE DISSÉMINATION.

La fécondité de certaines espèces est énorme : les Lamellibranches *Ostrea virginiana*, *Tivela stultorum*, *Teredo dilatata* pondent jusqu'à 50 et 100 millions d'ovules. Le déchet de cette reproduction est plus ou moins grand suivant la résistance des larves.

Mais il faut un moyen de dissémination.

Les courants véhiculent les organismes flottants. Ainsi en Australie orientale, les faunes pélagiques (*Janthina*, *Lepas*, etc.) sont portées à la côte en été, saison où le Notonectian Current vient baigner le littoral.

Les bois flottés, les Algues flottantes, transportent souvent des Mollusques au loin ; les Sargasses font de grands circuits dans l'Atlantique Nord et les *Macrocystis* des mers australes arrivent parfois jusqu'en Polynésie.

On sait, par une observation de Ch. Darwin et par quelques autres, que les Oiseaux peuvent transporter des Mollusques vivants. Th. Monod a pensé que telle pouvait être l'origine des peuplements de *Cardium edule* des Chotts de l'Afrique du Nord.

L'Homme est devenu un agent particulièrement actif de la dis-

sémination des faunes ; les coques des bateaux, les lots d'Huîtres importés pour l'élevage, sont le nid de quantité d'espèces exotiques dont certaines sont susceptibles de s'acclimater.

TRANSPORT DE COQUILLES HORS DE LEUR HABITAT

Dans leur aire spécifique, les animaux sont *localisés* sur un substratum préféré (roche, sable, vase, Algues, Bryozoaires, Ascidies, Coraux, etc.). Malheureusement on ne retrouve pas dans les sédiments une aussi belle localisation. Si les organismes fixés restent parfois en place (Coraux, Serpules, Chames, Vermets, Huîtres, Hippurites), les débris de formes libres sont par contre dispersés et charriés hors des limites de leur habitat, d'où la distinction des associations fossiles en *autochtones* et *fortuites* (A. Bigot).

Voyons par quels procédés et dans quelle mesure se font ces transports.

ÉTUDE DES CORDONS LITTORAUX ET AMAS DE COQUILLES NÉRITIQUES.

Une étude de R. Abrard sur la région de Royan (1924) a montré que les cordons littoraux actuels reflètent dans une certaine mesure les habitats réels des organismes rejetés : les coquilles de Littorines sont abondantes dans les portions du cordon littoral proches des rochers et rares ailleurs ; les restes de *Peringia* abondent au voisinage d'un ruisseau, les *Scalaria*, qui aiment le sable, se rencontrent surtout au milieu de la Grande Conche ; bref, les débris se localisent au voisinage de leur habitat réel. Il en résulte que des plages synchroniques peuvent avoir des aspects très différents.

Mes recherches sur les cordons littoraux et amas de coquilles actuels de Bretagne (Saint-Malo, archipel des Minquiers, Roscoff, Ile Tudy, Damgan, La Baule, etc.) confirment pleinement cette localisation. En tel point des Minquiers, l'espèce dominante est *Rissoa parva* (54 % sur 6.760 coquilles), en tel point de l'Ile Tudy, c'est *Bittium reticulatum* (42 % sur 3.400 coquilles), espèce que je retrouve dominante sur la plage de Lovrana en Istrie (33 % sur 3.000 coquilles), tandis que sur une même plage, celle de La Baule, l'espèce dominante est tantôt *Cardium edule* (90 % au Pouliguen, 60 % en plusieurs points de La Baule proprement dite), tantôt *Tellina tenuis* (jusqu'à 40 % à la Plage Benoît), tantôt *Mytilus edulis* (50 % à Pornichet), etc.

Les raisons de ces localisations sont apparentes : proximité

d'une moulière, d'un estuaire, d'une végétation d'Algues, d'un herbier de Zostères, d'une roche, d'un lit de sable ou de vase. Aussi arrive-t-on à lire un cordon littoral et à en déduire l'environnement biologique qui lui a donné naissance, même si celui-ci n'est pas exondé par la marée.

On peut reconstituer l'évolution dans le temps des milieux biologiques lorsqu'il est possible de comparer, en un même lieu, les amas coquilliers actuels et quaternaires. Ainsi une étude que j'ai faite à l'invitation de M. Yves Milon concernant un point de côte du golfe normanno-breton (région de Dol), a montré que le cordon littoral flandrien contenait des espèces d'herbiers et d'eau saumâtre, alors que le cordon actuel en ce point atteste surtout la présence de sable et de vase, sans faciès saumâtre notable.

Ces différents faits indiquent que le brassage des débris n'est pas poussé jusqu'au chaos et laisse place aux conclusions du géologue.

Mais un brassage n'en existe pas moins, et les transports de coquilles peuvent troubler sérieusement l'interprétation.

La présence de coquilles terrestres dans les cordons littoraux est très fréquente, tandis qu'inversement des espèces marines légères peuvent être transportées par le vent jusque dans des dépôts vraiment terrestres : des tests de Spirules ont été trouvés jusqu'à 100 km de la côte (L. Joleaud). Les apports terrigènes projetés par les fleuves déposent dans la mer des coquilles continentales.

Des fossiles sont souvent mêlés aux espèces actuelles. Lorsqu'il s'agit de Rhynchonelles jurassiques, comme sur les plages du Calvados, la confusion n'est pas possible, mais des fossiles quaternaires dépourvus de gangue voisinent plus souvent qu'on ne croit avec les formes vivantes.

On rencontre ainsi à la Baule *Chlamys amphicyrta* et d'autres espèces probablement tyrrhéniennes parmi les restes de formes vivantes. A Santa Cruz de Ténérife, j'ai décelé dans le cordon littoral une faune quaternaire distincte, avec grande abondance de *Purpura hæmastoma*. Cette dernière espèce n'est nullement éteinte, mais j'estime qu'elle est passée au Quaternaire par une phase de pullulation insoupçonnée des auteurs, qui n'ont pas reconnu le caractère fossile de beaucoup d'exemplaires des cordons littoraux. De là certains abus d'interprétation, dont l'un consiste à s'appuyer sur la présence de cette espèce pour limiter aux environs de Brest la région biogéographique dite « lusitanienne ».

Le gros temps peut amener à la côte des coquilles néritiques d'un habitat un peu plus profond qu'à l'ordinaire, mais il ne

s'agit là que d'une faible marge, et les espèces vraiment profondes ne sont jamais jetées à la côte. Par contre, les coquilles de surface peuvent tomber dans les profondeurs.

Les amas de coquilles et cordons littoraux sont brassés *localement* et leurs éléments subissent un certain transport. Ainsi, à La Baule, les Patelles peuvent être véhiculées latéralement jusqu'à 3 km de toute roche. Ces brassages séparant les coquilles d'après leur poids, leur taille, etc. ; les cordons littoraux de La Baule s'étalent sur les plages de la façon suivante : vers le haut, avec des éléments volumineux mais flottables (Algues, débris de bois, etc.) se déposent les grandes valves de *Cardium*, de Moules ou de Mactres ; plus bas, les valves de Tellines et les petites coquilles de Gastéropodes (*Bittium*, *Rissoa*, *Odostomia*) avec de petits graviers. Il résulte de ce fait qu'il est possible d'avoir, en un même point, superposition de cordons littoraux différents sans que la faune ait changé et simplement pour des causes d'océanographie physique.

FLOTTAGE DE COQUILLES.

Le flottage entraîne certaines coquilles loin de leur habitat. L'aire de récolte de ces coquilles est alors plus étendue que leur aire de vie. Les coquilles flottantes peuvent appartenir à des espèces pélagiques de surface, mais aussi à des espèces bathypélagiques comme *Nautilus pompilius* et *Spirula Peroni*, qui ont été trouvés vivants respectivement jusqu'à 585 m et 1.776 m de profondeur, mais dont les coquilles peuvent remonter en surface grâce aux chambres à gaz qu'elles contiennent.

Alors que les Spirules habitent plutôt des régions chaudes comme les Antilles, leurs coquilles flottées sont rejetées en grande quantité sur les côtes tempérées ; ainsi, dans l'Atlantique Nord, on en trouve aux Canaries, en Algérie, au Portugal et parfois jusqu'à Brest ou en Grande-Bretagne. De même, *Nautilus pompilius* est localisé à une partie tropicale de l'Océan Pacifique, mais sa coquille est transportée par flottage jusqu'à Sydney (région tempérée-chaude). Le flottage des Ammonites, souvent invoqué, s'effectuait probablement dans les mêmes conditions.

Les bois flottés entraînent de même des coquilles xylophages (*Martesia*, *Teredo*) dont le tube, malgré sa fragilité, est parfois plus durable que le bois qui l'avait contenu.

On a même invoqué, pour expliquer l'arrivée de Mollusques terrestres dans certaines îles, les amas flottants de terre et de végétaux arrachés par les crues aux berges des grands fleuves d'Amérique (Mississipi, Amazone).

INTERVENTION DES POISSONS ET DE L'HOMME.

Les travaux du D^r Fischer et ceux de R. Legendre ont montré l'importance de la malacophagie chez les Poissons. Les coquilles ingérées peuvent séjourner un certain temps dans le tube digestif et aboutir finalement loin du premier habitat; une coquille nérétique peut ainsi échouer dans les grands fonds.

Bien que d'un intérêt beaucoup plus restreint dans le temps, l'intervention de l'Homme est à noter.

L'utilisation des coquilles comme parure et comme monnaie a provoqué de notables transports : des fossiles du Cotentin (*Cerithium cornucopiæ*) ont été signalés dans le Paléolithique de Grimaldi; des coquilles de la Mer Rouge auraient été trouvées dans le Paléolithique de Thayngen et dans celui de Grimaldi; dans le Néolithique de l'Ardeche on a identifié un Conidé mauritanien, *Clavatula sacerdos*; les Cauris indo-pacifiques (*Cypraea moneta*) sont abondants dans les gisements suédois d'époque varègue, où ils sont venus comme monnaie *via* Byzance.

Ces mélanges archéologiques ne sont pas de nature à troubler les géologues, mais il n'en est pas de même des amas considérables et universellement répandus que sont les Kjækken mœddings; pour beaucoup d'amas quaternaires la question s'est posée de savoir s'ils étaient ou non d'origine humaine (le gisement de Saint-Michel en l'Herm par exemple) et dans certains cas la discussion n'est pas close.

BATHYMÉTRIE

Il est important, pour apprécier le caractère littoral, nérétique ou profond d'un sédiment, de se représenter avec exactitude la répartition verticale des faunes actuelles.

On sait que ces faunes se répartissent en trois zones bathymétriques, le milieu littoral (intercotidal, à peuplements amphibies), le milieu nérétique (région plus ou moins éclairée à peuplements marins nombreux et variés) et le milieu profond, obscur, à peuplements peu nombreux et peu variés.

La limite entre le domaine nérétique et le domaine profond a été conventionnellement confondue avec la limite du plateau continental (— 200 m), qui serait aussi la limite approximative de la zone éclairée. Cette dernière limite est impossible à fixer avec précision, puisque les différentes radiations du spectre solaire pénètrent inégalement loin dans l'eau; les radiations bleues (les plus pénétrantes) dépassent largement — 200 m. De plus,

la limite approximative de l'éclairement varie suivant la pureté de l'eau ; les Algues, qui ont besoin de lumière, ne descendent pas plus bas que — 50 ou — 100 m dans les eaux troublées, mais elles atteignent — 180 m dans les eaux très pures (aux Baléares, par exemple).

Quant à la *faune* néritique, sa limite inférieure réelle ne coïncide pas avec la cote — 200 m, qu'elle dépasse généralement. Cette limite réelle varie, suivant les points, entre — 200 et — 500 mètres.

Les peuplements de ces trois milieux, littoral, néritique et profond, sont très différents les uns des autres. Cependant, il faut se méfier d'exceptions et de causes d'erreurs assez nombreuses dont voici l'une : de même que certaines espèces tendent au cosmopolitisme dans le sens horizontal, certaines vivent à la fois dans plusieurs niveaux bathymétriques. Ainsi les Moules sont à la fois néritiques et intercotidales. D'autres espèces sont communes aux zones néritique et profonde, surtout parmi les Lamellibranches : on a ainsi trouvé *Dacrydium vitreum* de 54 m à 5.027 m de profondeur, *Syndesmya nitida* de 7 m à 4.451 m, *Neæra obesa* de 36 m à 4.451 m, *Pecten fenestratus* de 91 m à 4.451 m, etc.

DISTINCTION DES FAUNES LITTORALE ET NÉRITIQUE.

Les biogéographes confondent constamment les peuplements littoraux et néritiques. A plus forte raison les géologues doivent-ils éprouver une difficulté dans cette distinction.

Les faunes qui appartiennent vraiment au milieu *littoral* (intercotidal) sont *amphibies* (on ne devrait donc pas les appeler marines). Elles vivent essentiellement sur les rochers, car il y a peu d'amphibies dans le sable ou la vase. Elles sont fortement soumises au climat atmosphérique et aux variations des qualités de l'eau de mer, très considérables en bordure des côtes (salinité, température, luminosité, mouvements, etc., y sont particulièrement variables). Ces peuplements comprennent de très rares Lamellibranches comme *Lasæa rubra*, des Gastéropodes nombreux, mais appartenant à peu de genres (par exemple *Littorina*, *Tectarius*, *Planaxis*, *Patella*, *Trochocochlea*, *Purpura*, *Siphonaria*), des Crustacés (Balanes, Ligies), avec des Algues vertes et brunes (*Enteromorpha*, *Fucus*, *Pelvetia*), des Lichens (*Verrucaria*, *Lichina*), etc.

Verticalement, on divise le domaine littoral en zones étroites qui intéressent peu le géologue.

Géographiquement, les faunes littorales sont plus étroitement localisées que les faunes néritiques. Ainsi entre le Cap Cod et le Cap Vert j'ai distingué 5 régions littorales (Type Nord-Atlantique et circumpolaire à *Balanus balanoides* et *Acmæa testudinialis*, type d'Europe occidentale à *Trochocochlea lineata*, type méditerranéen à *Trochocochlea turbinata*, type macaronésien à *Melaraphe striata* et Patelles endémiques, type du Sahara occidental à *Melaraphe punctata* et *Patella safiana*). Ces cinq « types littoraux » ne coïncident en rien avec les quatre régions néritiques du même secteur, qui sont les « provinces » arctique, boréale, celtique et lusitanienne.

Le milieu néritique est très riche en espèces et en individus. Contrairement au milieu littoral, il comprend de nombreux Lamellibranches, dont l'aire de répartition est plus large que celle des Gastéropodes. Le domaine néritique a été subdivisé verticalement ; dans nos régions, on distingue la zone des Laminaires qui n'atteint pas — 30 m (avec *Rissoa*, *Acmæa*, *Helcion*, *Eolis*, etc.), la zone des Corallines ou des grands Buccins, entre — 28 m et — 72 m par exemple (avec *Fusus*, *Chenopus*, *Pleurotoma*, *Isocardia*, *Pecten maximus*, etc.) et la zone des Brachio-podes, Coralliaires (*Oculina*) et Alcyonaires qui descend jusqu'à la limite des régions profondes et comprend une faune de petits Gastéropodes (*Cylichna*, *Rissoa*) et beaucoup de Lamellibranches peu différents de ceux de la zone supérieure.

VARIATIONS GÉOGRAPHIQUES DU NIVEAU DE VIE D'UNE ESPÈCE.

Les variations géographiques de la bathymétrie sont de nature à compliquer un peu la tâche des géologues. Voici quelques exemples de ces variations, empruntés aux peuplements littoraux et néritiques.

Le niveau de vie du Crustacé *Balanus balanoides*, qui dans la région de Saint-Malo correspond au niveau moyen des pleines mers de morte-eau et n'atteint pas la limite supérieure des Fucus (E. Fischer-Piette), s'élève par rapport au niveau de ces Algues quand on va vers le Nord de l'Europe, ainsi que je l'ai constaté en Écosse, Norvège et Spitzberg. Vers la Loire-Inférieure, au contraire, le niveau s'abaisse jusque dans la partie inférieure de la zone des marées (H. Hatton) ; on arrive là vers la limite méridionale d'extension de cette espèce « froide ».

Une observation faite par F. Vlès à Toulon suggère que les Myes, dont l'habitat découvre à marée basse dans la région bretonne, vivent à une plus grande profondeur en Méditerranée.

Des variations analogues peuvent être constatées dans des groupes plus étendus que l'espèce :

Le genre *Acmaea*, qui vit dans les eaux froides ou fraîches, n'est représenté sur nos côtes que par une espèce néritique de petite taille (*A. virginea*) tandis que dans les régions nordiques une forme de grande taille (*A. testudinalis*) devient intercotidale et prend, en Laponie, la place qu'occupent les Patelles sur nos côtes.

Les récifs de Coraux de la Grande-Barrière d'Australie, dont le sommet émerge à marée basse, s'enfoncent lorsqu'on arrive aux régions tempérées du Sud et ne sont plus représentées à Sydney que par des peuplements toujours immergés de *Plesiatrea*.

Les bancs d'Huitres, dont le sommet émerge constamment dans les régions tropicales (les Huitres se fixent par exemple sur les arbres de la mangrove) s'abaissent généralement dans les régions tempérées.

En somme, les peuplements littoraux deviennent souvent néritiques vers la limite géographique de leur habitat. Ils sont ainsi partiellement protégés contre les variations excessives du climat atmosphérique.

DÉPÔTS LITTORAUX ET NÉRITIQUES.

La destruction continuelle des lignes de rivage réduit les chances de formation de dépôts littoraux fossilifères. Les cordons littoraux, dont le Quaternaire offre de bons exemples, sont constitués par un mélange de coquilles néritiques et littorales, sans compter les éléments pélagiques ou flottés, les coquilles terrestres et les fossiles.

En fait, les coquilles littorales, si elles ne sont pas brisées, sont rapidement dispersées. On en trouve non seulement dans les cordons littoraux au voisinage des rochers, mais aussi dans les amas coquilliers de la zone néritique ou même abyssale. Les gros matériaux comme les Patelles ne descendent guère plus bas que — 6 ou — 7 m, mais les formes légères vont plus loin. Les coquilles de *Littorina obtusata* et *L. neritoides* ne sont pas rares vers — 20 et — 40 m (Ph. Dautzenberg et P.-H. Fischer), *Lasaea rubra* a été trouvée à — 72 m à Cap Breton (L. de Folin). Fauvel a rencontré des *Ascophyllum* dans un dragage d'une centaine de mètres à la fosse de La Hague. En Norvège, on a trouvé *Littorina saxatilis* par — 177 m et *L. littorea* par — 343 m (Ph. Dautzenberg et Henri Fischer).

Si l'on ne s'en tenait qu'à ces faits, l'identification des dépôts littoraux serait souvent illusoire. Il existe heureusement d'autres indices :

Les récifs coralliens du Jurassique sont assez semblables aux récifs actuels et on peut supposer qu'ils étaient au moins en partie intercotidaux. On peut citer à cet égard l'étude du récif bathonien des Perrières (Calvados) dont la partie supérieure contient des formes de petite taille (A. Bigot).

On invoque souvent aussi, pour identifier les lignes de rivage fossiles, la présence des *hard-grounds*, roches couvertes d'animaux sessiles ou perforées par les lithophages considérés comme littoraux (Oursins, Patelles, Littorines, Lithodomes, Pholades, etc.)¹. L'exemple des Lamellibranches lithophages va nous donner quelques précisions à cet égard.

LA QUESTION DES LAMELLIBRANCHES LITHOPHAGES.

Les Lamellibranches lithophages ont été souvent considérés comme caractéristiques des roches littorales et leurs cavités invoquées à ce titre comme indiquant d'anciennes lignes de rivage.

Effectivement, l'habitat des Lamellibranches lithophages se trouve le plus souvent dans la zone de balancement des marées ou dans une zone immergée proche du niveau des basses mers : c'est ce que l'on constate en général pour les *Lithodomus*, *Pholias*, *Jouannetia*, etc. qui perforent les roches ou les Coraux.

Mais il faut remarquer que cette localisation correspond à la zone où les roches sont le plus communément mises à nu par les mouvements de la mer. Dans les zones plus profondes, généralement recouvertes de sédiments meubles, les affleurements de roches sont rares et mal connus quant à la faune. Or, certains faits montrent que les lithophages vivent dans ces régions plus profondes, soit sur les roches nues, qu'ils perforent, soit dans les sédiments meubles.

Citons quelques-uns de ces faits. D'après le Dr Paul Fischer, *Jouannetia Vignoni* vit au Gabon dans des vases assez profondes pour que ses restes ne soient jetés à la côte qu'exceptionnelle-

1. Dans la zone littorale et au sommet de la zone néritique les coquilles de Mollusques sont souvent attaquées par de petits organismes qui y creusent leurs galeries, notamment des Annélides (*Polydora*), des Spongiaires (Clones), des Végétaux inférieurs (ces derniers attaquant aussi les coquilles d'eau douce). Les coquilles sont également percées par la trompe des Gastéropodes carnassiers, mais ces perforations de prédateurs ne sont pas spéciales aux régions côtières, les carnassiers étant représentés dans les profondeurs.

ment (raz de marées, par exemple). En Amérique, *Pholas californica* et *Pholas concamerata* ont été recueillis par Hartweg dans un grès en eau profonde. Mais voici des chiffres : sur nos côtes, Louis Dangeard a dragué *Pholas parva* par 40 m, *Gastrochaena* par 65 m, *Saxicava* par 79 m, *Pholadidea papyracea* par 80 m, sans compter des Algues perforantes par 90 m. Dans des bois immergés, Cuming a trouvé *Pholas tubifer* par 18 m et *Xylophaga globosa* par 110 m en Amérique du Sud.

Les lithophages peuvent donc vivre dans la zone néritique, parfois à bonne distance des côtes. Leurs traces sur une roche fossile prouve seulement que cette roche était nue ; c'est là une indication vraisemblable du caractère littoral, mais non une certitude.

Par ailleurs, l'identification des perforations de Lamellibranches nécessite une certaine attention. Je me permets d'évoquer à ce sujet la controverse ancienne, mais instructive, qui mit aux prises en 1869 D. Mackintosh et T. G. Bonney. Le premier de ces deux auteurs avait cru trouver des perforations de Pholades dans des rochers situés à 203 m d'altitude (collines du Lancashire). Il s'agissait, en réalité, de perforations d'Escargots, et Bonney fit remarquer que les Pholades creusent leur trou de haut en bas tandis que les Escargots percent souvent leurs galeries de bas en haut (ils sont ainsi à l'abri du ruissellement pluvial) ; de plus, les perforations d'Escargots sont irrégulières, souvent bifurquées ou communicantes, caractères qui ne se rencontrent pas dans la perforation simple et régulière des Pholades.

Les perforations de Pholades, à section circulaire, se distinguent de celles des Lithodomes, à section ovale et carénée. Les distinctions sont beaucoup plus aléatoires lorsqu'il s'agit des petites espèces¹ qui criblent parfois les rochers littoraux au point de les défigurer et de leur donner un aspect éolien.

FAUNES DES GRANDES PROFONDEURS (— 500 MÈTRES ET DAVANTAGE).

D'après le peu que nous connaissons des faunes profondes, il semble qu'elles soient géographiquement moins diversifiées que les faunes néritiques et surtout littorales ; cette idée, émise dès 1863 par S. Lovén, a été soutenue depuis par Wyville Thomson

1. Parmi ces petites espèces, je citerai *Venerupis crenata*, qui perfore les grès littoraux des Nouvelles Galles du Sud. En dehors des Lamellibranches je mentionnerai les Gastéropodes littoraux comme le *Melaraphe neritoides* d'Europe, dont l'action perforante n'a été reconnue qu'assez récemment par Brunelli.

et par Henri Fischer ; elle cadre avec la constance du milieu profond, peu soumis à l'influence des climats. Nous avons d'ailleurs donné plus haut des exemples de large répartition d'Invertébrés de profondeur.

Au point de vue *bathymétrique* la distinction souvent faite entre faunes « bathyale » (jusqu'à 1.000 m de profondeur) et « abyssale » (au-dessous de 1.000 m) paraît assez artificielle ; je ne crois pas qu'elle se justifie dans la nature actuelle. De toutes façons, l'état rudimentaire de nos connaissances à cet égard oblige à beaucoup de prudence.

Les dépôts coquilliers de profondeur comprennent, outre les coquilles benthiques profondes, des restes pélagiques (Ptéropodes, Radiolaires, etc., que l'on peut retrouver ailleurs qu'en profondeur) et des coquilles néritiques et même littorales disséminées par les Poissons malacophages. Cette hétérogénéité est inquiétante pour l'identification des dépôts profonds.

Quant aux Mollusques réellement profonds, leur aspect n'est pas essentiellement différent de celui des formes néritiques dont ils tirent leur origine. Il y a tout lieu de croire, en effet, que les peuplements de profondeur sont des néritiques en exil, appauvris par la sous-alimentation. Les traits qui différencient les Mollusques benthiques de profondeur des formes néritiques correspondantes sont une taille généralement plus petite et une coquille peu ornée, peu épaisse et souvent incolore. La densité des peuplements se raréfie au-dessous de — 2.000 m ; certaines espèces comme *Syndesmya profundorum* ont cependant été trouvées jusqu'à — 5.270 mètres.

Lorsque la faune profonde actuelle sera mieux connue, elle permettra probablement d'intéressantes hypothèses aux géologues. Elle est constituée, en effet, par un mélange de reliques d'inégale ancienneté. Ces reliques ne sont probablement pas réparties de façon uniforme et l'étude de leur localisation géographique serait d'un haut intérêt¹. Il faut souhaiter à cet égard un renouveau des recherches d'océanographie profonde qui avaient honoré le siècle dernier. La France aurait une belle place à reprendre dans ce domaine.

L'origine des faunes profondes de Mollusques a suscité plusieurs hypothèses. L'idée qu'elles émanent de faunes polaires descendues dans les zones froides de toutes les latitudes n'est pas satisfaisante ; Gwyn Jeffreys a montré qu'au détroit de Davis la faune néritique (de caractère polaire) diffère de la faune pro-

1. De même a-t-on essayé de reconstituer une partie de l'histoire humaine d'après la localisation géographique des races.

fonde locale alors que cette dernière est semblable à la faune profonde de nos côtes atlantiques ou méditerranéennes.

L'origine crétacée des faunes profondes, avancée par Wyville Thomson sur des bases fragiles, ne peut être admise, ou du moins généralisée. En fait, les reliques pré-tertiaires (dont des *Pholadomyes* sont un exemple) semblent rares dans les grands fonds.

Par contre, les recherches du Dr Paul Fischer, puis d'Henri Fischer et d'autres auteurs, ont montré que beaucoup de formes de profondeur tiraient leur origine des faunes tertiaires. Ainsi, dans les parages des Açores et des Iles du Cap Vert survivent en profondeur des reliques qui rappellent beaucoup la faune éteinte du Miocène et du Pliocène d'Italie : grands *Dentales*, *Pleurotomes* (par exemple *Pleurotoma Sigsbee*, — 1.300 à — 1.800 m, très proche du fossile *P. dimidiata*), *Cancellaires* (*Cancellaria lyrata*, — 628 m, identique à l'espèce fossile d'Italie), *Lamellibranches* identiques à des espèces miocènes (*Pseudocyperas proaspersa*), etc. Loin d'avoir une origine polaire, les faunes profondes de l'Atlantique se seraient plutôt étendues vers le Nord depuis les glaciations.

Les variations climatologiques de surface expliquent que les faunes littorale et nérétique se renouvellent plus vite que les faunes profondes. Les concurrences jouent davantage en surface et l'on conçoit que la portion la plus élevée d'un peuplement disparaisse avant la portion la plus profonde ; de même, dans le milieu terrestre, certains peuplements n'ont subsisté que dans les grottes, où les variations climatiques et les concurrences les atteignaient moins.

FAUNES FROIDES ET CHAUDES

On attache volontiers l'épithète « froid » ou « chaud » à certains peuplements. C'est vite dit. Ces affirmations sur lesquelles sont basées tant de déductions climatiques, nécessitent un contrôle particulièrement sévère, ainsi que vont le montrer quelques exemples pris dans l'espace et dans le temps.

MÉLANGES LOCAUX DE FAUNES FROIDES ET CHAUDES.

Les régions biogéographiques actuelles ont parfois des limites bien tranchées, comme par exemple le Cap Cod (Massachusetts) ou le Cap Sandy (Australie orientale) Mais le plus souvent elles présentent des zones de transition ; ces dernières sont parfois très étendues, comme la « province orégonienne » d'Amérique

occidentale, qui d'après H. G. Schenk et A. M. Keen ne montre pas d'originalité particulière de peuplement, mais seulement un *mélange* de peuplements « aléoutiens » (froids) et « californiens » (chauds).

Mais il faut préciser davantage. On a longtemps confondu les régions littorales et les régions néritiques. Or, elles sont distinctes et leurs limites géographiques ne coïncident nullement; c'est du moins ce qui résulte des recherches que j'ai faites dans trois contrées différentes (Australie orientale, Canaries et Spitzberg).

En Australie orientale, où les peuplements néritiques sont de caractère tempéré, les peuplements littoraux (intercotidaux) subissent une influence tropicale particulièrement marquée aux niveaux moyen et inférieur de la zone intercotidale, les peuplements du niveau supérieur de cette zone étant surtout tempérés.

Aux Canaries, les peuplements littoraux ont un caractère endémique ou tropical tandis que les peuplements néritiques sont surtout tempérés.

Au Spitzberg les peuplements néritiques sont de caractère polaire (avec *Laminaria fissilis*, *Saxicava pholadis*, *Mya uddevalensis*, *Eumargarita helicina*) tandis que les peuplements littoraux sont de caractère tempéré froid (*Fucus platycarpus*, *Balanus balanoides*). Ces derniers, d'ailleurs très pauvres, se fixent pendant la courte période d'été sur les côtes polaires, où n'existe aucun peuplement *littoral* original.

Ces exemples montrent qu'il faut s'efforcer, dans les amas de coquilles fossiles, de distinguer les formes littorales des formes néritiques avant toute conclusion d'ordre climatologique.

TRANSFORMATION DU CARACTÈRE « CHAUD » OÙ « FROID » AU COURS DU TEMPS.

En étudiant la répartition des *Astarte* à différentes époques géologiques, R. Abrard a constaté que ces Lamellibranches, qui vivaient au Jurassique et au Crétacé dans des mers tempérées-chaudes, s'étaient localisés aux temps tertiaires et actuels dans les mers boréales arctiques. Cet exemple n'est pas isolé : les Trigonies, qui vivaient au Jurassique dans les mers récifales, sont localisées aujourd'hui dans une région tempérée (sud de l'Australie et Tasmanie); de même, les faunes du Pliocène méditerranéen se retrouvent dans les profondeurs froides de l'Atlantique.

Comment devons-nous interpréter ces exemples? On peut penser à une transformation réelle des exigences climatiques.

comparable à l'adaptation des organismes aux conditions froides des eaux profondes. Mais d'autres considérations doivent également entrer en jeu : comme dans le cas des faunes profondes, il s'agit probablement ici d'organismes éliminés ou repoussés par les concurrences et qui survivent et se spécialisent dans des lieux où la concurrence ne les a pas suivis.

Il faut noter que la répartition géographique d'une espèce ne traduit pas forcément ses exigences thermiques réelles. Tel peuplement qui paraît « froid » serait peut-être également « chaud » si certaines concurrences ne limitaient pas ses possibilités de vie dans les mers chaudes. Qu'advierait-il, par exemple, si les bancs d'*Ostrea Forskâli* qui occupent tant de place sur les côtes tropicales venaient à disparaître ? En Australie orientale, ces bancs d'Huîtres sont en concurrence avec des peuplements « tempérés » (bancs de *Brachydontes* et de Moules, récifs de *Galeolaria*) qui se partagent avec eux les places vides et qui s'étendraient peut-être plus au Nord sans la présence des Huîtres ; en Tasmanie, où les Huîtres n'existent plus, les moulières prennent un énorme développement. Devons-nous admettre que les Moules sont « tempérées » simplement parce qu'elles sont plus rares dans les régions tropicales que dans les régions tempérées ? Chaque cas particulier doit être étudié de près et nos connaissances sont encore faibles dans ce domaine. Mais de toutes façons la question des concurrences doit rester présente à l'esprit quand on parle de faunes froides ou chaudes.

CONCLUSION

Ce bref exposé comporte d'abord un appel à la prudence, au contrôle des assertions. Une grande circonspection est nécessaire pour apprécier le caractère saumâtre ou marin, néritique ou profond, chaud ou froid, d'un fossile. Ce n'est pas là une conclusion bien encourageante, mais elle se justifierait si elle aidait à éviter quelques erreurs.

Je pense, d'autre part, que les progrès de la biogéographie, assez notables depuis une quinzaine d'années, doivent être suivis de près : ils ouvrent aux géologues des voies nouvelles d'interprétation dont il faut bien espérer qu'elles seront fécondes.

LE SOUS-SOL DE LA PLAINE ALLUVIALE DU VÉRON (INDRE-ET-LOIRE)

PAR **G. Lecointre** ET **F. Douvillé**¹.

I. STRATIGRAPHIE

par **G. LECOINTRE**.

Le Véron est la plaine alluviale comprise entre la Loire et la Vienne immédiatement en amont de leur confluent. Si on y ajoute la Varenne qui, sur la rive droite de la Loire contient les cours anastomosés de l'Authion, du Changeon et du Lane, la largeur totale de la plaine atteint environ 12 kilomètres.

Dans la première édition des feuilles de Loches, due à Rolland, et de Saumur, due à Welsch, on n'y voit figurer que des alluvions anciennes ou modernes, entourées par une auréole de collines à base turonienne. A Huismes, cependant, figurait un anticlinal très aigu faisant affleurer les Marnes à Ostracés du Cénomanién supérieur à l'altitude de 71 m vers le cimetière. Quant au sous-sol profond, on l'ignorait totalement et M. Dion, dans son bel ouvrage sur le Val de Loire, n'y fait aucune allusion (6, p. 154).

Mon attention fut attirée sur cette question par notre regretté Président Gustave Dollfus qui, en 1920, me communiquait l'ouvrage de Royer de La Sauvagère (1776)² où il était question de la génération spontanée de fossiles dans la pièce d'eau de son château des Places à Savigny en Véron. En effet, cet auteur, ancien chef du Génie, voyait dans sa pièce d'eau se former des pierres et des fossiles.

Il écrit : « Le sol de cette pièce d'eau est, dans le fond, une vase glutineuse et poisseuse, dont la fange s'est métamorphosée déjà deux fois en une croûte lapidifique dans l'espace de 80 ans, de sorte qu'au lieu d'une nappe d'eau la nature y a substitué, dans cette révolution de temps, une croûte de pierre de 9, 10 ou 12 pouces d'épaisseur, détachée de dessus la vase, comme un banc de glace sur toute son étendue excepté dans l'espace où l'eau sourde et où il ne se forme point de pierre. Il ne paraît pas qu'il y en ait sous les bords couverts de terre

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1943.

2. J'ai publié par ailleurs la critique détaillée de l'ouvrage de La Sauvagère et l'explication de ses 3 planches (4).

et que cette pétrification ait lieu ailleurs que sur la superficie de l'étang dont on a cassé une première fois l'encroûtement qui s'y est reformé au bout de trente-cinq à quarante ans : de sorte qu'en deux révolutions pareilles d'années, on en a brisé des blocs de pierre que l'on a employés à bâtir, comme on en use pour les autres pierres des carrières. Ce dernier enlèvement s'est fait il y a 25 à 28 ans lorsque je faisais bâtir : il n'y est resté qu'un petit banc. Cette pierre est très dure, lorsqu'elle a été exposée à l'air : j'y ai même exposé quelques morceaux qui n'étaient point encore consolidés, mais qui ont achevé de s'y durcir et j'ai trouvé la terre d'un pot de fleurs pétrifiée de sept pouces de diamètre dont je suis dépositaire ainsi que d'un morceau de branche d'arbre que des ouvriers journaliers ont rencontré en curant l'étang et qu'ils ont cassé en plusieurs morceaux. »

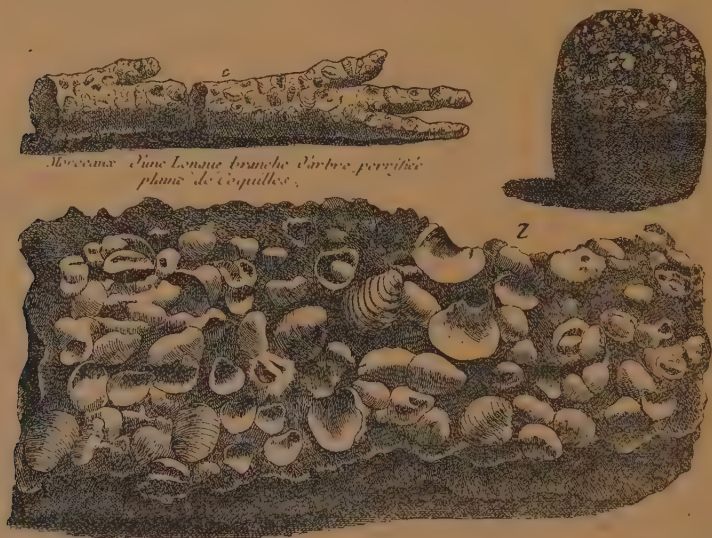


FIG. 1. — Échantillons d'« encroûtement » (reproduits de Royer de La Sauvagère).
 Z. Morceau de pierre de l'encroûtement de mon étang du Château des Places mêlé et formé de coquilles : grès à *Exogyra columba minor*.
 c. Branche d'arbre pétrifiée toute remplie de coquilles : nodule rameux de grès à *E. columba minor*.
 e. Terre d'un pot de fleurs pétrifiée de 7 pouces de diamètre : sable aggloméré à *Exogyra suborbiculata*.

Voyant ainsi apparaître des pierres et des fossiles, l'auteur en concluait « qu'on ne peut s'empêcher de l'attribuer à une végétation spontanée ».

A l'appui de cette thèse, il figure des stalactites de Chinon et des fossiles de la craie tulleau. Il ressort en effet de son exposé qu'il ne considérait pas la craie comme un sédiment, mais comme la « terra firma » ayant existé de tous temps et que le

fait d'y trouver des fossiles constituait une preuve qu'ils y avaient végété puisqu'ils ne pouvaient provenir du dehors.

Le cas des faluns, où les coquilles se trouvent libres dans du sable, l'embarassait davantage, il s'en tire en les assimilant aux dépôts de coquilles d'Hélicidés qui, dans les régions chaudes jonchent le sol pendant la saison sèche. Selon lui elles sont toutes terrestres et il en figure 14... toutes incontestablement marines! Il était tout de même intéressant de savoir ce qui s'était passé dans la pièce d'eau des Places. J'eus bien l'intuition, au moment, que les échantillons figurés comme en provenant et que je reproduis ici, fig. 1, ne pouvaient être que des grès cénomaniens à petites Exogyres. Mais comment d'aussi fragiles coquilles avaient-elles pu résister au transport par le fleuve de l'endroit où la Loire traverse l'anticlinal de Huismes-Bourgueil. Ne s'agissait-il pas d'une mystification faite par La Sauvagère ou à ses dépens?

Absorbé alors par d'autres soucis, je n'eus pas le temps, à l'époque, de me rendre sur place ce qui d'ailleurs n'aurait amené aucun résultat : la pièce d'eau des Places (10 mètres de diamètre!) étant recombée, et Dollfus a disparu avant que j'aie pu lui apporter la solution du problème.

Ce n'est que tout récemment, en étudiant les possibilités d'alimentation en eau du bourg d'Huismes que je m'aperçus d'une erreur de la feuille Loches. Le sommet du Cénomanien figuré comme pendant au NW sous la butte de Monsigout, après avoir dessiné un anticlinal vers le cimetière, continue au contraire à se relever jusqu'au flanc W de la butte où les couches crétacées sont tronquées brusquement par l'érosion (fig 2). Il s'ensuivait

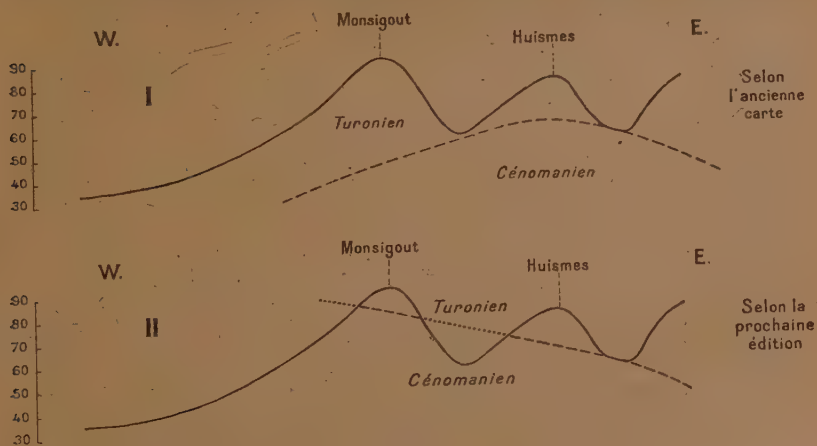


FIG. 2.

que le centre du brachyanticlinal n'était pas à Iluismes, mais quelque part plus à l'W. Dans ce cas, il ne devenait pas invraisemblable que des sables de Vierzon existassent sous le Véron et que La Sauvagère ait réellement trouvé grès et fossiles dans sa pièce d'eau.

Une démonstration plus directe était cependant nécessaire. Elle fut apportée par G. Denizot, qui, sur ma demande, a visité les lieux et trouvé à Savigny du sable glauconieux à *Exogyra flabellata*. Enfin, en août 1941, je pus visiter les lieux, piloté par l'ancien maire de Savigny : M. Gallé. Je pus voir dans les murs du château plusieurs belles dalles de grès glauconieux à *Exogyres*. De plus, en examinant le fossé frais curé de la route qui escalade la butte de Puy-Rigaud j'ai trouvé : *Exogyra flabellata*, *Ex. columba minor*, *Terebratella Menardi* D'ORBIGNY. Ces fossiles se trouvent dans une marne blanchâtre entremêlée de filets de sable vert. C'est le faciès de la base des marnes à Ostracés. On peut voir, plus haut, le niveau aquifère que déterminent les argiles compactes de l'extrême sommet du Cénomanién au contact de la terrasse d'alluvions qu'elles supportent (altitude 44 m). Les marnes à *E. flabellata* étant à 33 m environ et le fond de la pièce d'eau vers 30 m, il s'ensuit que cette dernière entame la partie supérieure des sables de Vierzon. Rien d'étonnant alors que la source de la pièce d'eau ait entraîné des sables fluents avec des fossiles légers comme *E. columba minor*, et *E. suborbiculata* et même que des curages aient sorti des plaquettes ou des rognons branchus de grès fossilifères. Tout ceci en se renouvelant par l'apport de l'eau aurait donné à La Sauvagère l'illusion d'une génération spontanée. Il aurait été intéressant, en outre, de savoir si la source n'était pas pétrifiante, ce qui aurait encore ajouté à l'illusion.

Mais la région nous réservait une autre surprise : M. Madrelle, instituteur honoraire à la Chapelle-sur-Loire, me montra un morceau de calcaire lithographique provenant d'un puits creusé à Chouzé. Mis en appétit, nous partîmes à la découverte et eûmes la chance de trouver dans le jardin de M. Cocuau un puits dont les déblais étaient encore sur place. Ce puits a traversé :

1 m 50 d'alluvions : sables et cailloutis contenant surtout des silex, de la craie roulés et un biface acheuléen également roulé.

3 m de calcaires lithographiques ayant présenté une surface kars-tique imprégnée de résidus de sables cénomaniens.

Ces calcaires, très fossilifères, ont livré une faunule dont on trouvera la description à la fin de la présente note et dont nous avons déjà donné une liste (5). C'est de l'Argovien.

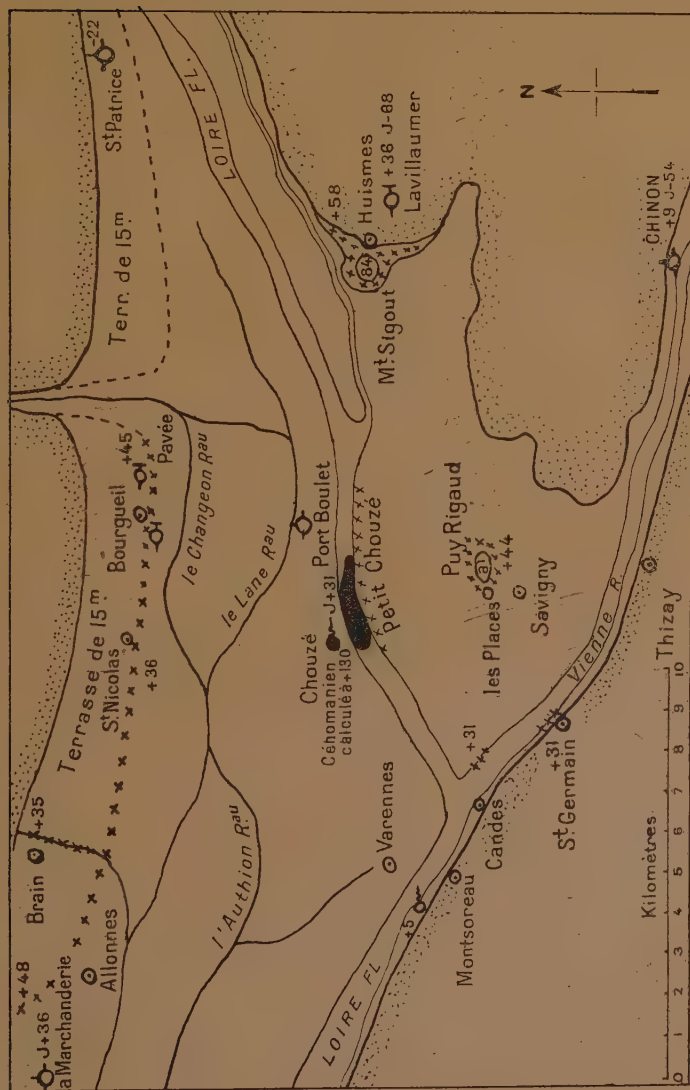


Fig. 3.

Une intéressante contribution a été apportée par le D^r Montais qui m'a montré l'année dernière, au lieu dit le Petit Chouzé (les Mines), les argiles schisteuses à lignite, succin et pyrites ¹ du Cénomanién inférieur qui occupent la berge du lit mineur de la Loire. Le fond même du fleuve est occupé par des calcaires lithographiques et des marnes affectés d'un léger pendage (15° SSW). Cette formation ne découvre jamais, aussi ne peut-on l'observer que pendant les étés secs sous quelques décimètres d'eau. La ferme située en face s'appelle « les Galluches » nom sous lequel sont désignés les calcaires oxfordiens du Loudunais. La présence des calcaires n'était donc pas ignorée des habitants qui les ont employés pour la construction en les extrayant du lit même de la Loire.

Il y a donc là un dôme dont le centre est vraisemblablement situé à 1 km au Nord de Chouzé. Il était intéressant d'en déterminer la forme. J'ai donc recherché selon la méthode précédemment employée (2) les affleurements du sommet du Cénomanién. Je l'ai rencontré tout le long de la terrasse de 15 m qui s'étend de Bourgueil à Allonnes à laquelle il sert de substratum. Le contact étant mis en évidence par un niveau aquifère. Il affleure aussi dans les berges de la Vienne en face de Candès et à Saint-Germain. En combinant ces résultats avec ceux donnés par les forages, j'ai pu dresser la coupe et la carte ci-jointes (fig. 3 et 4), qui montrent mieux l'allure du phénomène qu'une plus ample description ne pourrait le faire².

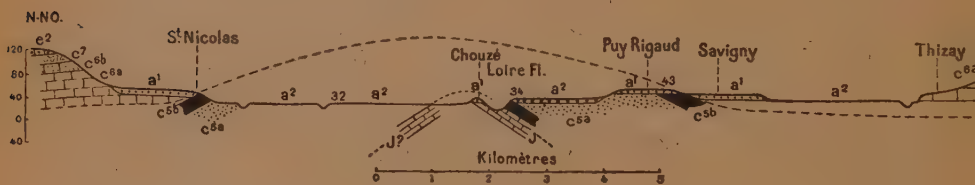


FIG. 4.

CONCLUSION.

La plaine alluviale de Véron et Varenne n'est donc pas une région strictement tabulaire comme on le croyait. Au contraire, la surrection d'un dôme a exposé à l'érosion l'énorme masse de

1. LA SAUVAGÈRE connaissait ces pyrites dont il a figuré une concrétion, pl. III, fig. F.

2. Sur la figure 4, le pendage des calcaires argoviens a été indûment exagéré par le dessinateur. Il ne semble pas que la discordance du Cénomanién sur le Jurassique soit aussi manifeste.

sédiments meubles des sables cénomaniens. C'est cela qui a permis le vaste déblaiement qui a préparé l'emplacement de la plaine alluviale. Celle-ci doit avoir depuis très longtemps sa forme actuelle, car tant sur la rive gauche de la Vienne que sur la rive droite de la Loire on trouve des résidus de la terrasse de 30 m au flanc des collines bordières.

Autre fait digne de remarque, le Bourg de Chouzé au lieu de reposer sur une simple montille des alluvions modernes, comme on aurait pu le croire, est situé sur un lambeau d'alluvions probablement anciennes lesquelles surmontent un témoin de calcaires jurassiques.

Qu'il me soit permis en terminant de rendre hommage à la mémoire de Royer de La Sauvagère. Esprit curieux, il s'est peut-être trompé dans ses conclusions, mais les faits observés contenaient un germe de vérité et s'il n'avait pas attiré l'attention sur la pièce d'eau des Places, peut-être ne saurions-nous encore rien du sous-sol du Véron. Tant il est vrai qu'en géologie : « on ne trouve que ce que l'on cherche. »

BIBLIOGRAPHIE

1. ROYER DE LA SAUVAGÈRE. — Recueil d'études historiques et critiques, à Paris chez Duchesne, 1 vol. 8°, 171 p., 3 pl., 1776.
2. G. LECOINTRE. — La Topographie souterraine de la région tourangelle d'après les forages. *B. C. G. F.*, n° 185, t. XXXV, 56 p., cartes et plans, 1932.
3. G. LECOINTRE. — Feuille de Loches au 1/80.000° *B. C. G. F.*, n° 203, t. XLII (1940), C. R. des collaborateurs pour la campagne 1939.
4. G. LECOINTRE. — Royer de La Sauvagère et la géologie du Véron. *Bull. de la Soc. archéologique de Touraine*, 1941 (en cours d'impression).
5. F. DOUVILLÉ et G. LECOINTRE. — Présence du Jurassique (Argovien) à Chouzé au centre du dôme du Véron (Indre-et-Loire). *C. R. S. S. F. G.*, n° 13, p. 151, 1942.
6. Roger DION. — Le Val de Loire. Étude de géographie régionale, 1 vol. 4°, Tours, Arrault, 1934.

II. FAUNE DES CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU PUIT COCUAU A CHOUZÉ

par F. DOUVILLÉ.

La faune du gisement de Chouzé comprend des Polypiers, des Échinodermes, de nombreux Lamellibranches et une faunule d'Ammonites.

Les Échinodermes et les Ammonites ont pu être déterminés spécifiquement et c'est d'après eux qu'il est possible d'assigner un horizon stratigraphique au gisement.

Le *Plegiocidaris cervicalis* est du Rauracien.

Pour les Ammonites, *Och. subclausus*, *Opp. semiplana*, *Neum. Holbeini* sont des couches à *transversarius*; *Trim. arolicus* existe durant tout le Lusitanien inférieur et moyen; *Trim. Eucharis* et *Pelt. bimammatum* sont caractéristiques du Rauracien. Les Perisphinctes ne peuvent entrer en ligne de compte dans cette discussion.

Étant donnée cette faune, il me semble que le niveau de Chouzé doit être considéré comme représentant l'Argovien (zone à *transversarius*) et le Rauracien (zone à *bimammatus*).

HYDROZOAIRES.

L'état de conservation des Hydrozoaires n'a pas rendu possible la détermination des nombreux échantillons trouvés à Chouzé. M. Alloiteau a cependant pu reconnaître les genres :

Cladocora

Microsolena

Leptophylla.

ÉCHINODERMES.

Quelques plaques et des radioles ont été déterminés par M. Cottreau comme appartenant au *Plegiocidaris cervicalis* AGASSIZ, du Rauracien.

BRACHIOPODES.

M. Lecoindre a reconnu :

Terebratula farcinata H. DOUVILLÉ. 1886. Sur quelques Brachio-podes des terrains jurassiques, *Bulletin Soc. Sc. Hist. et Nat. de l'Yonne*, 2^e sem. 1885, p. 84, pl. III, fig. 4 et 5. Abondant.

Terebratula insignis ZIETEN.

LAMELLIBRANCHES.

Arca hecabe D'ORBIGNY;
Nucula oxfordiana ROEDER (*N. hellica* D'ORB.) *in. litt.*;
Chlamys cf. *etiveyensis* DE LORIOL¹;
Pecten cf. *demissus* ROEMER;
Spondylopecten subspinosus SCHLOTHEIM¹;
Lima Phillipsi D'ORBIGNY;
Lima rigida DESHAYES;
Lima exarata GOLDFUSS;
Ctenostreon cf. *semielongatum* ÉTALLON¹;
Myoconcha cf. *rathieriana* D'ORB.¹;
Cardium concinnum MORRIS et LYCETT;
Cardium corallinum LEYMERIE;
Astarte cordiformis DESHAYES;
Opis venus D'ORB.;
Ceromya sarthacensis D'ORB.;
Venilicardia Berlieri DE LORIOL¹;
Mactromya cf. *globosa* AGASSIZ¹;
Cercomya antica AGASSIZ¹.

GASTROPODES.

M. Lecoindre a reconnu :

Pleurotomaria cincta MÜNST. *in* GOLDFUSS sp. [*Trochus*];
P. thalia D'ORBIGNY;
 cf. *P. buchana* D'ORB.;
 cf. *Trochus strigosus* LYCETT;
 cf. *Turbo ranellatus* QUENSTEDT;
 cf. *Acteon* sp.

CÉPHALOPODES.

Ochetoceras subclausus OPPEL.

OPPEL. *Palaeontologische Mittheilungen*. Stuttgart, v. Ebner et Senber, 1862, 322 p., 88 pl.; p. 190, pl. 52, fig. 3 et 6.

Cet *Ochetoceras* reconnaissable à son sillon latéral bien dessiné est caractérisé par les proportions de la section et par la très légère ornementation en sillons de son têt.

Il est connu de la zone à *transversarius* de l'Argovien et de Bade.

Trimarginites Eucharis D'ORBIGNY.

D'ORBIGNY. *Paléontologie universelle*, Terrains jurassiques, Céphalopodes. Paris, Masson, 1840-41, pl. 198.

1. Dét. : Colette Deschaseaux, les autres : dét. : G. Lecoindre.

Ce *Trimarginites* est caractérisé par l'égalité de ses trois carènes dont les sommets se trouvent en coupe sur une même droite. La section du tour est lancéolée et très étroite. Le flanc est lisse.

Cette forme est, d'après Oppel, caractéristique de la zone à *bimammatus*, donc du Lusitanien supérieur.

Trimarginites arolicus OPPEL.

OPPEL. *Op. cit.*, p. 188, pl. 51, fig. 1a et b, fig. 2a et b.

Je n'ai qu'un échantillon que je puisse rapporter à cette espèce. Seule, la carène centrale existe réellement. Les deux carènes latérales sont représentées par la jonction à angle droit du flanc et du méplat siphonal.

Les flancs sont arrondis, la plus forte épaisseur est au bord de l'ombilic. La section est nettement plus renflée que celle de *Tr. Eucharis*.

Cette espèce ne présente aucune ornementation.

Elle est connue de la zone à *transversarium* à la zone *bimammatus* et caractérise par conséquent l'Argovien et le Rauracien.

Oppelia semiplana OPPEL.

OPPEL. *Op. cit.*, p. 209, pl. 55, fig. 4a et b.

Cette Ammonite a un tour relativement renflé. Elle a un flanc lisse qui passe insensiblement à la paroi siphonale. Aucune ornementation, pas de trace de carène. L'ombilic est très petit et assez profond par conséquent.

Cet Oppéliidé est connu de la zone à *transversarius*.

Je classe cette Ammonite dans les *Oppelia* sans aucune preuve. C'est à coup sûr un Oppéliidé. Mais au sens étroit du genre, ce pourrait être une espèce s'apparentant aux *Neumayria* à ornementation très simple.

*Neumayria*¹ *acallopista* FONTANNES.

FONTANNES. Diagnoses de quelques espèces nouvelles des calcaires du Château de Crussol. 2^e fasc., 17 p., Lyon 1879, p. 11. Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol (Ardèche). 122 p., 13 pl., Lyon, Georg; Paris, Savy, 1880, p. 44, pl. VI, fig. 5.

Cette *Neumayria* du groupe de *N. flexuosa* est caractérisée par son ornementation extrêmement restreinte. Ce sont des côtes en accent circonflexe à peine marquées. La partie siphonale est entièrement lisse. Les côtes se terminent par un léger renflement qui peut correspondre au tubercule classique.

Cette *Neumayria* est connue des couches supérieures du château de Crussol.

1. Selon le Colonel Gérard : *B. S. G. F.* (5), VI, p. 193, ce genre devrait rappeler *Taramelliceras* (N. ajoutée pendant l'impression).

Neumayria Holbeini OPPEL.

OPPEL. *Op. cit.*, 1862, p. 211.

GEMMELLARO. Sopra alcune faune giuresi di Sicilia. Palermo, Stabilimento Tipografico Lao; 1872-1882, p. 35, pl. VI, fig. 1.

Cette espèce décrite par Oppel fut figurée par Gemmellaro.

L'échantillon que nous avons est un fragment de tour adulte montrant les dernières côtes et le début de la loge d'habitation.

Le flanc presque plan s'arrondit pour passer à la face siphonale. Les côtes très peu marquées s'infléchissent fortement en arc de cercle, vers l'avant presque jusqu'au milieu du flanc, puis elles décrivent un second arc de cercle de même sens jusqu'à la région siphonale où elles s'effacent. Elles n'ont pas de tubercules. A peine une des côtes du fragment étudié a-t-elle un léger renflement à son extrémité siphonale.

Ces côtes s'effacent progressivement sur la loge d'habitation et passent à de simples stries qui ont le même tracé.

Il y a des côtes intercalaires tant dans la partie périombilicale du flanc que sur la partie externe de celui-ci. Elles sont en général par groupes de 1 à 3, sans se correspondre dans les deux parties du flanc.

Cette espèce est très caractéristique de la zone à *transversarius* dans tout le sillon alpin. Elle est particulièrement commune dans le canton d'Argovie.

Neumayria Madrellei nov. sp.

Fig. 5.

Cette Ammonite a un tour de section presque rectangulaire. Les deux flancs sont parallèles, s'arrondissant très légèrement pour passer à la région siphonale. Ils sont ornés de côtes en accent circonflexe dont l'inflexion se trouve un peu plus près de l'ombilic que le milieu du tour. A la hauteur de cette inflexion paraît presque régulièrement une côte externe intercalaire : sur un demi-tour il y a 13 côtes externes pour 7 internes. Les côtes sont très accentuées et leur grosseur

est constante. Les côtes intercalaires s'épatent à leur extrémité siphonale en un tubercule arrondi. Deux méplats encadrent la carène siphonale qui est marquée par une série de petits tubercules minces et allongés qui alternent grossièrement avec les extrémités des côtes : il y en a

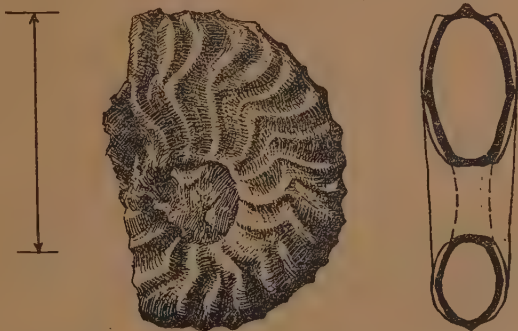


FIG. 5 a.

Neumayria Madrellei nov. sp., individu adulte.

15 pour 13 côtes. Ils correspondent en fait à l'extrémité de la trace de la côte qui est très arquée en son extrémité. Leur taille augmente avec l'âge.

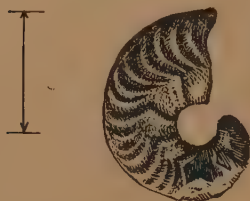


FIG. 5 b.

Neumayria Madrellei
nov. sp., individu jeune.

Le tour a une hauteur une fois et demi plus grande que son épaisseur. L'ombilic a la moitié de la hauteur du tour. La croissance est très rapide : en un demi-tour sa hauteur passe de 9 à 15 mm, c'est-à-dire presque du simple au double.

Je n'ai pu observer la cloison sur aucun échantillon.

Je possède de cette Ammonite deux exemplaires presque adultes et trois jeunes. Ceux-ci ont une section ogivale, l'arrondi du tour commençant au milieu du flanc. Les côtes sont déjà très marquées mais ne se terminent pas en tubercules. La partie siphonale est lisse.

Dimensions :

D	d	E	H
15	0,26	0,26	0,40
20	0,25	0,25	0,54
32	0,22	0,25	0,47

Cette nouvelle espèce se place entre *Neumayria aesopica* FONTANNES et *Neumayria tenuilobata* OPPEL, var. *circumnodosa* FONTANNES.

Neum. aesopica a un tour plus renflé, des côtes plus nombreuses et moins marquées. Le sommet de l'inflexion de la côte est souligné par un tubercule d'où part la ou les côtes intercalaires (30 côtes secondaires pour 11 primaires au 1/2 tour).

Neum. tenuilobata var. *circumnodosa* a un tour bien plus surélevé. Ses côtes sont plus rares (9 au 1/2 tour) et ne sont jamais ramifiées.

Enfin, ni l'une ni l'autre de ces espèces n'a de tubercules siphonaux chez l'adulte, alors que dans la nouvelle espèce, ces tubercules ne paraissent que chez les grands individus et grossissent avec l'âge.

Il est difficile de juger si cette espèce est ou non identique au *Taramelliceras pamprouxense* Ch. GÉRARD, 1936, *B. S. G. F.* (5), p. 195, pl. XI, fig. 1, 1 a, 2, 3, dont la figuration manque de netteté.

Nos échantillons, notamment celui de la figure 4 a, s'en distinguent en ce que le point d'inflexion des côtes se trouve proportionnellement plus éloigné de l'ombilic (4/10 au lieu de 1/3). De plus, les côtes bien qu'obsoletées persistent sur le ventre qu'elles traversent pour rejoindre le tubercule siphonal tandis que sur les échantillons de Pamproux, le ventre ne présenterait d'autre saillie que les tubercules.

Peltoceras bimammatum QUENSTEDT.

Fig. 6.

QUENSTEDT. Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart, Schwuzerbart, 1885, 1140 p., 126 pl., p. 180, pl. 95, fig. 4 à 10.

Il a été trouvé un petit exemplaire jeune de ce *Peltoceras* caractéristique du Rauracien.

Il diffère légèrement du type de Quenstedt. Sa section est franchement carrée, alors que le type a une section un peu trapézoïdale. Les côtes sont légèrement arquées vers l'arrière. Au lieu de se terminer du côté ombilical par un tubercule, elles s'amincissent à l'extrême. Peut-être est-ce une variété? Je préfère considérer cet échantillon comme une variation individuelle.

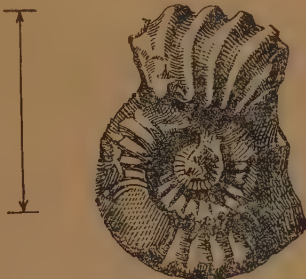


FIG. 6.

Peltoceras bimammatum
QUENSTEDT.

Aspidoceras septinarius QUENSTEDT.

QUENSTEDT. *Op. cit.*, 1885, p. 983, pl. 109, fig. 5.

Un fragment de tour d'un petit *Aspidoceras* semble se rattacher à cette espèce.

La section du tour est un rectangle à faces légèrement convexes, un peu plus haut que large. Les tours sont à peine recouvrants.

Les flancs sont lisses. Sur chaque arête siphonale se trouve une série de tubercules alternativement grands et petits, très marqués. A ce sujet il est à remarquer que les *Aspidoceras* normaux n'ont que des tubercules siphonaux chez le jeune, alors que les adultes ont soit des côtes à deux tubercules, soit seulement des tubercules ombilicaux (ce qui est le cas le plus normal). Cette espèce est donc très particulière et n'est comparable qu'à *Aspidoceras volanense* OPPEL¹.

Perisphinctes.

Une douzaine d'Ammonites de Chouzé se rapportent au groupe des *Perisphinctes*. Je n'ai pas tenté de faire une détermination exacte, impossible dans l'état actuel des connaissances de ce groupe. J'ai seulement groupé ces échantillons suivant leurs affinités. Ils semblent se rapprocher de *Per. plicatilis* Sow. ; *Per. crenatus* QUENST. ; *Per. polygyratus* et *Per. convolutus* QUENST.

Tous ces groupes caractérisent plus ou moins le Lusitanien.

1. OPPEL. *Op. cit.*, 1862, p. 231, pl. 58, fig. 2 a et b.

QUELQUES DONNÉES ET PROBLÈMES
DE LITHOLOGIE SÉDIMENTAIRE
DANS LE BASSIN PARISIEN

PAR **Boris Brajnikov** ET **Solange Duplaix**¹.

Parmi les problèmes que s'efforce de résoudre la science des roches sédimentaires, il en est qui se rapportent à la géographie des époques géologiques écoulées : répartition des terres et des mers, courants marins, réseau hydrographique continental, le relief et son évolution, etc. Pour ces reconstructions paléogéographiques, les savants disposent maintenant d'un auxiliaire précieux dans une méthode fort élégante, dont les premières applications rationnelles datent d'un demi-siècle et qui a pris son essor avec les travaux de C. H. Edelman et de son école. C'est l'analyse minéralogique des constituants détritiques ou « terrigènes » des dépôts. On peut, actuellement, dire qu'elle a fait ses preuves dans les études tant locales que régionales, à ne citer que les résultats vraiment remarquables qu'ont pu en tirer Edelman et ses collaborateurs dans leurs recherches sur le Quaternaire des Pays-Bas et de la Mer du Nord, et Batourine avec son équipe pour l'histoire de la Mer Caspienne.

Le principe de la méthode est le suivant : chaque formation géologique, chaque roche peut être caractérisée par sa composition minéralogique, qualitative et quantitative. Chaque unité régionale peut l'être également. Dès lors, en étudiant les constituants détritiques d'un sédiment, il est possible d'en rechercher la provenance et de circonscrire le « bassin d'alimentation » qui les a fournis à ce sédiment. Du coup on obtient des renseignements sur la direction du transport et sur l'état d'évolution géologique et morphologique de l'arrière-pays. Si les diverses « roches-mères » qui alimentent le sédiment sont caractérisées par des « associations minéralogiques » différentes, on les retrouvera dans le sédiment et, selon la prédominance de l'une sur les autres ou selon leur remplacement mutuel, on en déduira l'importance relative, à tout instant, du matériau fourni au sédiment par chacune des « roches-mères ».

Cette méthode est statistique. Le nombre d'analyses qu'elle

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1943.

exige se chiffre par milliers pour des cas même relativement simples. C'est là son plus grand défaut. En outre, le raisonnement sur les données analytiques est des plus délicats et exige une grande prudence ; on en verra quelques illustrations dans la suite.

L. Cayeux a été le premier à entreprendre une étude systématique de la composition minéralogique des sédiments du Bassin de Paris. Il a, de ce point de vue, étudié les différentes craies et nombre de formations gréseuses tertiaires. Il en a donné les compositions qualitatives qui ont été le point de départ de travaux ultérieurs.

Les conclusions d'ordre général auxquelles a pu aboutir cet auteur sont : 1° l'origine nordique (ardenno-rhénane) des matériaux terrigènes dans la craie du Nord ; 2° l'existence dans les mers crétacées de courants venant du Sud-Ouest qui auraient amené les matériaux terrigènes du Massif armoricain pour les répartir sur toute la partie ouest et centre du Bassin. Cette dernière hypothèse est fondée, entre d'autres arguments, sur la présence constante dans les dépôts crétacés du SW du disthène, minéral qui est totalement absent dans les craies du Nord. L. Vandernotte (12) a essayé d'élargir cette hypothèse en considérant la répartition de la brookite, dont il a décrit le gisement primaire d'Ernée en Bretagne.

A. Vatan et H. Farchad (16) concluaient de leur étude sur le Thanétien à l'existence de deux zones de sédimentation dans la mer de cette époque : *zone septentrionale*, alimentée par le massif ardenno-rhénan et l'Angleterre ; *zone méridionale*, dont les constituants terrigènes seraient d'origine armoricaine. La première est caractérisée par l'association : hornblende, brookite, zircon abondant, glauconie très abondante ; la deuxième par l'association : disthène et andalousite abondants, brookite rare ou absente, zircon assez rare, glauconie moins abondante.

L'étude du Stampien, entreprise par H. Alimen et A. Vatan (15), leur a montré une grande uniformité dans la composition minéralogique des sables de cette époque et l'importance de l'apport armoricain (courants ouest-est), déduite de la présence constante de disthène, ainsi que le faisait L. Cayeux pour le Crétacé. Ces auteurs ont admis, en effet, que ce minéral était inconnu dans les Vosges et très rare dans le Massif Central.

A. Vatan a, en outre, étudié un grand nombre de sédiments « arénacés » du Bassin parisien, particulièrement de sa partie méridionale, et essayé une première synthèse des résultats obtenus.

nus pour l'ensemble du Bassin (13, 44). Les conclusions auxquelles il aboutit sont : 1° le matériau provenant du Massif Central est surtout caractérisé par les minéraux « granitiques » : zircon, tourmaline, rutile ; 2° les matériaux d'origine armoricaine représentent surtout le cortège « métamorphique » : disthène, staurotide, andalousite, sillimanite ; 3° les dépôts continentaux ou lagunaires ont été principalement alimentés par le Massif Central ; 4° les dépôts marins — par le Massif armoricain.

L'étude des sables de plages des côtes françaises atlantiques a été entreprise par J. A. Baak (3). Il en a déduit que les sables des côtes de la Manche, qui seuls nous intéressent ici, sont essentiellement d'origine hollandaise, y ayant été déposés par le Rhin, lorsque celui-ci débouchait par le Pas-de-Calais. L. Berthois (5) a exprimé quelques réserves sur le bien-fondé de l'hypothèse de Baak, mais cette discussion sort, pour l'instant, du cadre des études sur le Bassin de Paris.

En Belgique, J. Anten (1, 2), puis I. de Magnée et P. Macar (11), sont arrivés aux conclusions suivantes : les sables primaires et crétacés sont surtout caractérisés par l'association zircon-tourmaline-rutile et par l'absence des minéraux typiques de métamorphisme. Par contre, le Tertiaire renferme ces derniers à côté du premier groupement. Ils en déduisent que les premiers représentent un matériau *local*, les derniers un matériau *exotique*. Dans le Quaternaire, on aurait un mélange des deux groupements. La conclusion est intéressante, car elle souligne l'individualité bien marquée du Bassin belge par rapport au Bassin parisien.

En résumé : ces différents auteurs voient volontiers comme source du matériau métamorphique, la Bretagne et les Cornouailles (L. Cayeux) ; la Bretagne et le Massif ardennes-rhénan (Vatan et Farchad) ; la Bretagne et, éventuellement, la Forêt-Noire et le Massif de Stavelot (auteurs belges).

Pour pouvoir estimer la valeur de telles déductions, il convient de rappeler quelques principes généraux, qui se dégagent des nombreux travaux faits dans les divers pays.

1° Les formations peuvent se distinguer par leur composition minéralogique *qualitative* : l'apparition dans le temps ou dans l'espace d'un minéral nouveau. C'est manifestement un cas très favorable.

2° Elles peuvent se différencier par leur composition *quantitative*. Dans ce cas, l'interprétation est beaucoup plus délicate, comme l'ont fait ressortir Edelman et autres.

3° Les grains minéraux peuvent provenir directement des

roches cristallines, ou du remaniement de roches sédimentaires préexistantes.

4° La taille des grains de chacune des espèces reconnues doit être prise en considération, de même que la granulométrie globale du sédiment étudié. En effet, l'expérience montre que certaines des espèces, tel le zircon et peut-être l'épidote, sont toujours plus abondantes dans les fractions fines ; d'autres, par contre, s'accumulent volontiers dans les fractions moyennes ou grossières. Les causes de ce comportement sélectif, à part la fragilité spécifique, doivent être recherchées, dans les conditions de genèse de ces espèces, dans les roches de profondeur. Ainsi, des deux sédiments dérivant d'un même bassin d'alimentation, celui qui est plus fin (limon) n'aura pas, *a priori*, la même composition minéralogique que celui qui est plus grossier (sable).

5° Si un minéral est inconnu dans une région cristalline, ceci n'implique pas qu'il y soit inexistant ou même rare ; l'étude en lames minces que l'on y pratique habituellement ne révèle les minéraux rares ou même assez abondants que par le plus grand des hasards. Ceci est abondamment démontré par exemple par les études de L. Berthois (4) sur les granites normands.

6° La notion de « l'abondance » d'une espèce déterminée, tirée de l'examen des analyses exprimant sa teneur en pour-cent, n'est que relative. Pour faire intervenir raisonnablement cette notion dans les spéculations, il est nécessaire qu'elle ait un sens absolu, exprimé en nombre de grains ou en poids rapporté à un gramme, ou un centimètre cube, etc., de l'échantillon. Par exemple, si une formation A renferme 1 % de minéral Z, et une formation B en renferme 20 %, il est incorrect d'affirmer *a priori* que B ne peut pas provenir de A sans apport extérieur, car, rapporté à 100 gr. de tout-venant, A peut renfermer, disons, 5.000 grains de Z et B ne renfermer que 500 grains de Z. Cette notion de *teneur absolue* est très importante.

7° L'instabilité relative des espèces minérales ne doit être invoquée qu'avec une extrême prudence, étant donné que nos connaissances dans ce domaine sont à peu près nulles.

Avant d'envisager les hypothèses qui pourraient être émises sur l'origine des espèces minérales actuellement reconnues dans les sédiments du Bassin de Paris, il est nécessaire de discuter la valeur argumentative de chacune de ces espèces. Nous allons le faire sommairement pour quelques-unes des 30 espèces déjà identifiées, pour celles, notamment, qui paraissent les plus riches de promesses en tant que « minéraux caractéristiques ».

Les trois minéraux : *tourmaline*, *zircon*, *rutile* semblent former un groupement naturel, car on les trouve parfois seuls, à l'exclusion de tous les autres minéraux, ou prédominant d'une façon absolue sur ces derniers. Aucun argument positif ne justifie ce groupement, sauf la stabilité relative très grande de ces espèces que certains auteurs soutiennent, se basant sur leur présence à peu près exclusive dans les roches détritiques les plus

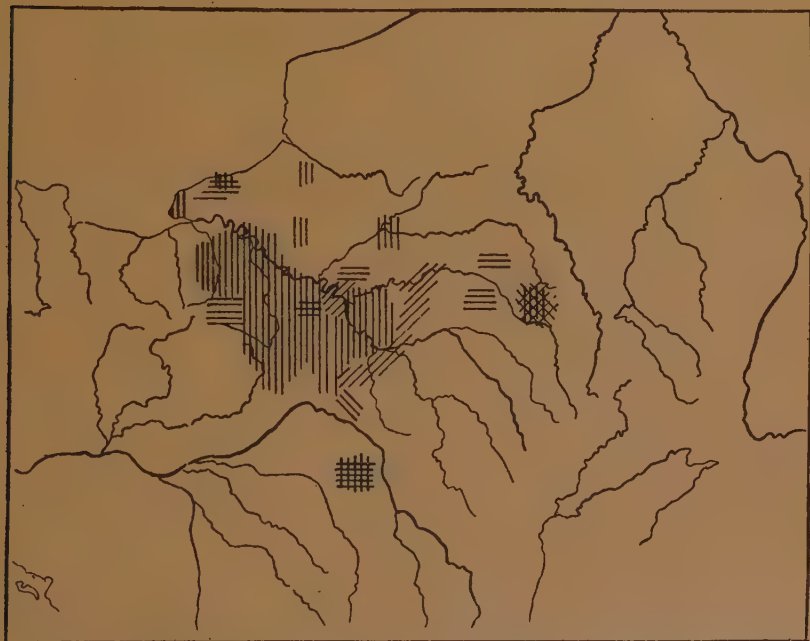


FIG. 1. — Rapport des pourcentages du groupement tourmaline-zircon-rutile sur celui des « minéraux métamorphiques ». Hachures horizontales < 1 ; verticales de 1 à 3; NE-SW de 3 à 6; NW-SE > 6 .

anciennes qui ont été étudiées. Dans les sédiments du Bassin de Paris ce groupement est toujours présent et en quantité notable, sauf quelques cas rares, et d'autant plus intéressants. Ces trois espèces, ainsi que le groupement lui-même, ne peuvent donc fournir, pour l'instant, que des arguments négatifs.

L'*anatase* et la *brookite* sont des constituants rares, le dernier a même été considéré comme minéral caractéristique, mais les études récentes montrent que tel ne semble pas être le cas (10). L'abondance relative de l'*anatase* dans quelques gisements ne trouve pas encore une explication satisfaisante.

La *staurotide*, le *disthène*, l'*andalousite* et la *sillimanite*

forment naturellement un groupement de « minéraux métamorphiques », ce qui lui donne une valeur particulière. Cependant, tous ces minéraux ont été trouvés dans tout le Bassin de Paris et dans tous les étages étudiés, on ne peut donc espérer en tirer profit que par des considérations quantitatives. Le disthène et la sillimanite semblent présenter un intérêt particulier. Le premier,

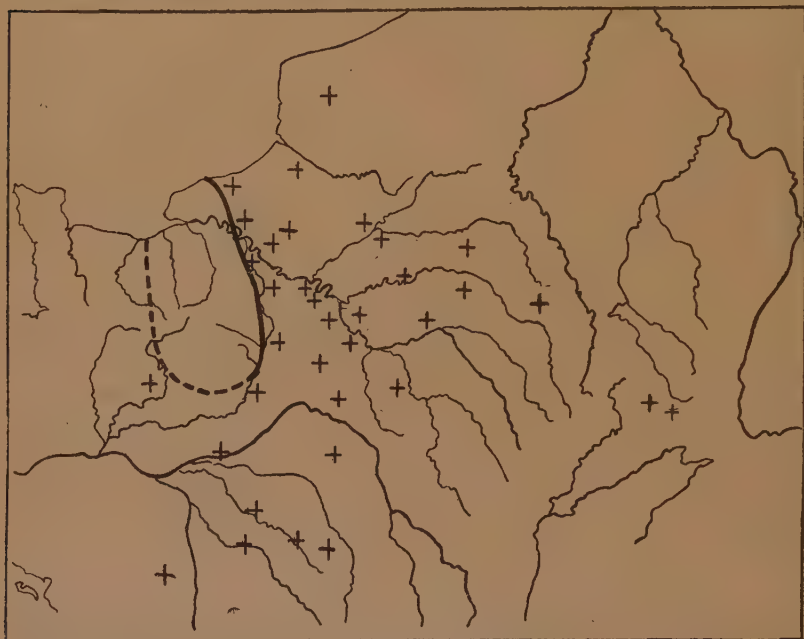


FIG. 2. — Répartition du grenat, avec les limites de la région où le grenat n'a pas été rencontré dans les formations tertiaires.

parce qu'il a déjà été invoqué comme argument par certains auteurs (voir plus haut) ; le dernier parce que, en général, moins abondant et plus localisé, bien que les études minéralogiques soient encore trop fragmentaires pour en tirer profit. Ce groupement, ainsi que le premier cité, constituent les éléments dominants des dépôts secondaires et tertiaires du Bassin de Paris (6; 7).

Le *grenat* est, en général, un constituant banal des formations détritiques ; il est donc remarquable que, dans l'ensemble, il paraît être assez peu abondant dans les sédiments du Bassin de Paris ; dans certaines régions il manque même totalement (6). Les causes de ce comportement particulier du grenat ne nous sont pas encore apparentes.

Le *sphène* est rare et semble être assez localisé dans sa répartition ; il est donc possible qu'il devienne, avec le progrès des études, un minéral caractéristique de valeur.

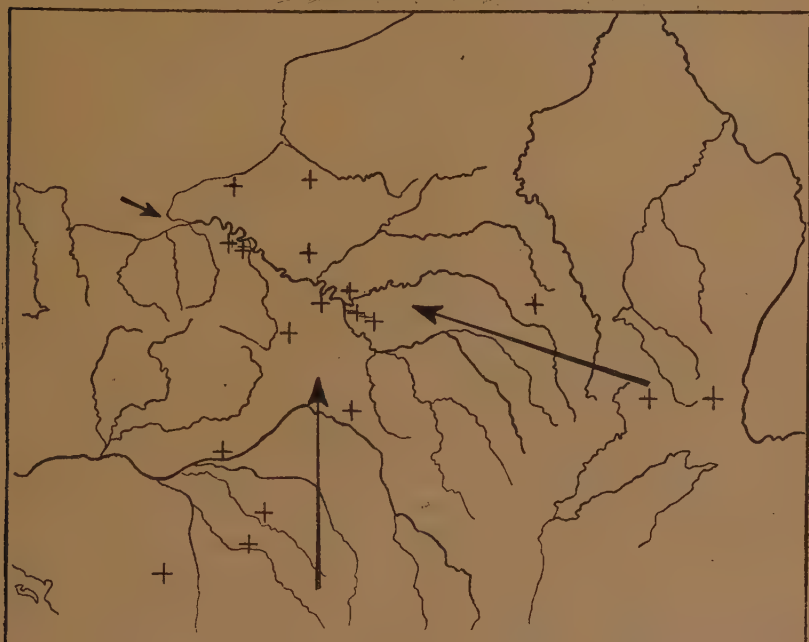


FIG. 3. — Répartition du sphène et ses sources probables.

Dans le groupe des *épidotes*, il faut, provisoirement, englober les nombreuses espèces de ce genre : zoïsite, clinozoïsite, épidote s. s., etc. La discrimination en est souvent très subtile et il n'est pas encore apparent si un tel effort serait payé. Jusqu'à présent, on a constaté que ces espèces se rencontraient ensemble et on n'a pas remarqué que l'une quelconque d'entre elles soit caractéristique au point de vue régional ou stratigraphique. L'épidote n'a été que très rarement trouvée dans les formations antérieures au Miocène ; par contre, elle est très abondante dans certaines formations quaternaires et actuelles.

On est de même obligé de grouper sous le nom de *hornblende*, diverses espèces et variétés voisines (h. commune, h. ferrifère, actinote, etc.) La hornblende se montre quelquefois en accumulations considérables, particulièrement dans le Quaternaire et à l'Actuel ; elle semble avoir une valeur régionale, tout au moins pour certains étages géologiques.

Comme pour les deux minéraux précédents, les diverses

espèces de *pyroxènes monocliniques* (diopside, diallage, augite, etc.) sont englobées sous ce nom générique. Il a été pourtant possible d'en séparer une variété d'augite gris-mauve, assez facilement reconnaissable, qui semble avoir une valeur stratigraphique et régionale considérable.



FIG. 4. — Répartition de l'épidote dans les formations quaternaires. Hachures horizontales — épidote rare ou absente ; verticales — épidote abondante.

La *monazite*, que l'on rencontre assez fréquemment dans les dépôts du Bassin de Paris, est intéressante comme minéral indicateur des granites.

Tous les minéraux qui sont considérés ici sont d'origine profonde ; ils ont été amenés dans les sédiments après la destruction des masses cristallines où ils ont pris naissance (dans le cas présent les massifs hercyniens). Cependant, les sédiments anciens, où ils se trouvent en gisement secondaire, peuvent être remaniés et les minéraux qui y étaient contenus peuvent être repris et resédimentés une deuxième fois. Dans ce cas, leur provenance première à partir de roches cristallines n'a plus qu'une valeur historique ; ce qui compte, c'est leur provenance *immédiate* à partir d'un sédiment préexistant.

Ce processus de remaniement peut se répéter un nombre indéfini de fois, tant que l'altération ou l'usure n'ont pas réduit le grain à néant.

Nous ne disposons pas de critères rigoureux pour juger si le grain minéral provient directement de son lieu d'origine dans les roches cristallines, ou s'il provient du remaniement de son gisement secondaire. En général, on se base sur l'état d'usure ou d'altération plus ou moins avancé. Mais l'état d'usure des grains n'est pas non plus un critère absolu, notamment lorsque le remaniement est local, sans transport prolongé, ou dans le cas de transport par flottaison. Les considérations régionales et paléogéographiques peuvent, dans certains cas, aider à le définir. Des arguments peuvent aussi être tirés de la granulométrie, de l'habitus des minéraux, de l'association minérale, etc.

Les gisements primaires des minéraux, que l'on considère ici, n'existent plus par définition. Ce que l'on peut retrouver aujourd'hui sont des roches analogues ou identiques par continuité, mais celles-ci sont souvent cachées par les formations mésozoïques transgressives. De plus, l'état paléogéographique et les stades successifs de l'érosion des massifs hercyniens, à chaque époque géologique, ne nous sont connus que de façon précaire. Ce sont les plus grands obstacles qui se dressent devant nous dans ce genre d'études.

Il semble donc rationnel de partir de l'état actuel, plus ou moins bien connu des massifs hercyniens, ce que, du reste, ont fait implicitement la plupart des auteurs.

Les roches granitiques, au sens le plus large du mot, sont abondamment représentées dans tous les massifs de la périphérie ouest, sud et est du Bassin, on n'a donc que l'embarras du choix pour définir la provenance des minéraux qui peuvent en dériver. Tourmaline, zircon, rutile, anatase, brookite, sphène, épidote, hornblende, monazite ont été trouvés dans tous ces massifs et aucune particularité dans leurs propriétés optiques ou cristallographiques ne permet, pour l'instant, de départager ces origines possibles.

Il n'en est pas de même pour les minéraux des roches métamorphiques. Dans le Massif ardenno-rhénan, ne sont représentées que des zones *tout à fait superficielles* du métamorphisme régional, c'est pourquoi les géologues belges ont cherché l'origine de leurs minéraux métamorphiques dans les régions lointaines; de même que L. Cayeux considérait volontiers les Cornouailles et l'Armorique comme source de ces minéraux dans les grès tertiaires du Nord.

Tout au contraire, le Massif armoricain, avec sa grande variété de roches métamorphiques et l'abondance et la variété de minéraux qui s'y rapportent, semblait, dès le début, le pays de prédilection. Aussi les chercheurs de divers pays faisaient-ils abondamment appel à ce massif comme lieu de provenance des minéraux de métamorphisme (staurotide, disthène, andalousite, sillimanite), qu'ils découvraient dans les sédiments secondaires ou tertiaires. Cependant, l'étude des sables de plages bretonnes, entreprise par J. A. Baak, montre de façon curieuse que le groupement métamorphique n'est dominant que sur la côte de Vendée ; pour le reste, les éléments dominants sont l'amphibole, l'épidote et le grenat. Ce qui est également remarquable, c'est la grande pauvreté en zircon et la présence constante d'augite. En somme ces sables se rapprochent bien de ceux du versant nord du Massif Central (8).

Le Massif Central — tout au moins sa partie nord, qui seule nous intéresse ici — ne montre actuellement que les zones les plus profondes du métamorphisme. Tout ce que devaient représenter l'épi, la méso et la catazone du métamorphisme et qui devaient renfermer les minéraux que l'on a pris l'habitude d'appeler « métamorphiques », a disparu, enlevé par l'érosion, ou git caché sous les masses des sédiments secondaires et tertiaires. Les roches que l'on y rencontre habituellement ont la composition minéralogique des granites. Cette constatation ne permettait donc guère de considérer le Massif Central comme fournisseur de minéraux métamorphiques en quantité appréciable.

Pour ce qui est du Secondaire et du Tertiaire, ceci semble à première vue, être vrai pour deux raisons : 1° la phase principale du décapage du Massif Central semble avoir été anté-triasique et a dû déjà atteindre des zones très profondes du Massif ; 2° les alluvions actuelles de la Loire ne renferment qu'une faible proportion de minéraux métamorphiques. Toutefois, deux arguments très importants s'opposent à cette manière de voir. En premier lieu il faut citer les dépôts continentaux, miocènes ou pliocènes, dont les lambeaux se trouvent parsemés sur les roches cristallines du Massif et sur les dépôts de la bordure sud du Bassin de Paris. Ces formations, dont l'origine tout à fait locale ne saurait être mise en doute, renferment un pourcentage notable de minéraux métamorphiques, à telle enseigne que c'est en eux qu'il faut voir la principale source de ces minéraux qui rentrent dans la constitution des alluvions actuelles de certaines rivières (8). En second lieu, la pauvreté d'une alluvion en une certaine espèce minérale peut n'être qu'apparente, comme il a été dit plus haut,

lorsque l'on exprime sa teneur en pour-cent du nombre de grains. Pour juger de la pauvreté réelle, il est indispensable d'exprimer cette teneur en chiffres absolus. Nous prendrons comme exemple le disthène, parce que ce minéral a été invoqué à maintes reprises par d'autres auteurs. On peut adopter le raisonnement suivant : le maximum des minéraux lourds suit, très généralement et dans certaines limites, le maximum granulométrique, mais la valeur absolue de ce maximum semble diminuer tant dans les fractions très grossières que dans celles qui sont très fines. Comme le broyage des grains pendant le transport ne joue certainement qu'un rôle tout à fait secondaire par rapport au triage en fonction de la compétence du cours d'eau, on peut comparer une fraction granulométrique bien déterminée et toujours la même des divers sédiments, en y exprimant la teneur du minéral choisi en nombre absolu de grains. La fraction très commode à examiner est celle comprise entre 250 et 50 microns (pour les sables). On obtient ainsi pour le disthène dans quelques alluvions des rivières qui drainent le versant nord du Massif Central, les chiffres suivants.

TABLEAU I

Nature et provenance.	% du total des min. lourds.	Nombre de grains dans 1 kg de la fraction 0.25- 0.05 mm.	Nombre de grains dans la même fraction rapporté à 1 kg de tout- venant.
ALLUVIONS			
<i>Loire</i> (cours moyen)			
N° 167	1	60,000	600
169	1	14,000	35
187	1	1,500	3
<i>Cher</i> (bas cours) N° 162 (a)	1	10,000	5
<i>Indre</i> (bas cours) 476	1	5,500	110
<i>Creuse</i> (bas cours) 160	0.2	3,000	300
<i>Clain</i> (bas cours) 191	4	6,600	100
TERRASSES			
<i>Loire</i> N° 171	1	46,000	3,500
<i>Cher</i> 188	1	5,900	198
189	1	5,300	492
<i>Indre</i> 172	0.1	2,700	900
190	0.25	1,500	100

On peut en faire plusieurs déductions. 1° Ces sables sont en général grossiers, donc pauvres en la fraction considérée; d'où les chiffres faibles de la dernière colonne. 2° Cette fraction est, par contre, riche en minéraux lourds, le nombre de leurs grains au kilogramme variant de 150.000 à 6.000.000. 3° Le nombre réel et absolu de grains n'est en aucun rapport avec le pourcentage, ce qui s'explique par le fait que le disthène est noyé dans une masse d'autres minéraux, en particulier des pyroxènes et des amphiboles. De là provient l'impression d'une pauvreté en disthène. 4° Si l'on veut faire une moyenne de la teneur dans la fraction considérée, on obtient, 13.500, un chiffre très élevé, comme on va le voir. Même sans le n° 167, on obtient un chiffre fort de 9.250 grains environ. Pour se rendre compte de ce que représentent ces chiffres, le tableau suivant (Tableau II) reproduit les mêmes calculs pour un certain nombre d'échantillons variés du Bassin de Paris, qui ont été étudiés en détail. Il y apparaît que les chiffres sont tout à fait de même ordre de grandeur que ceux du tableau précédant. Leur moyenne est de 3.770, ce qui, semble-t-il, ne permet nullement de considérer le Massif Central, sur la foi des alluvions des rivières actuelles, comme trop pauvre en disthène pour être l'origine de nombreuses formations du Bassin de Paris, qui paraissent en être riches, lorsqu'on l'exprime en pour-cent. On peut ajouter, en outre, que dans les époques géologiques passées, lorsque le décapage de la couverture métamorphique du Massif Central a été moins avancé, la quantité de minéraux de métamorphisme que ce massif fournissait au Bassin de Paris a été certainement beaucoup plus élevée qu'il ne résulte des calculs précédents. Dans ces conditions, il ne semble pas nécessaire d'invoquer des courants marins importants venant du Massif armoricain pour expliquer la présence du disthène dans les sédiments secondaires ou tertiaires du Sud et de l'Est du Bassin de Paris.

Le Massif Central possède une autre particularité très importante, qui le distingue des autres massifs de la périphérie du Bassin de Paris. C'est le volcanisme tertiaire avec ses grands épanchements de basaltes. Ces roches renferment, en effet, des minéraux lourds caractéristiques, pyroxènes et olivines, dont la présence dans les sédiments du Bassin de Paris n'a pas encore été signalée, à notre connaissance. Or, nous avons pu constater la présence de pyroxènes monocliniques dans certains dépôts du Bassin, particulièrement dans ceux dont l'âge est compris entre le Miocène et l'époque actuelle (6). Nous avons pu remonter à l'origine de l'une des variétés de ces pyroxènes : l'augite

TABLEAU II

Nature et provenance.		% du total des min. lourds.	Nombre de grains dans 1 kg de la fraction 0.25- 0.05 mm.	Nombre de grains dans la même fraction rapporté à 1 kg de tout- venant.
ALLUVIONS				
<i>Seine</i>	N° 54	3	8.250	350
	60	3	3.500	350
	61	7	4.320	480
	62	1	1.360	80
	63	6	1.600	320
	64	4	1.760	160
	65	6	9.560	380
	66	6	1.980	180
	67	7	7.840	560
	165	4	1.480	495
	166	5	4.000	180
	182	3	2.700	429
<i>Marne</i>	144	4	11.700	900
<i>Eure</i>	174	4	1.470	63
<i>Risle</i>	193	2	5.940	66
TERRASSES				
<i>Seine</i>	55	3	600	60
	56	3	5.760	360
	57	10	1.800	900
	59	2	2.400	480
	157	4	5.220	870
	178	6	4.700	1.100
	181	5	6.800	1.700
<i>Eure</i>	175	6	1.500	60
LIMONS DES PLATEAUX				
<i>Trappes</i>	N° 90	4	3.600	36
<i>Ornain</i>	43	4	700	500
	46	3	1.200	400
	49	1	2.910	80
	50	2	400	10
	51	5	3.320	40
<i>Bosquel</i>	156	14	5.000	363
<i>Magny</i>	132	3	1.760	40
CALCAIRES				
<i>pisolithique</i>	133	5	4.600	196
<i>grossier</i>	Vigny 131	5	7.240	20
	Grignon 159	2	1.980	180
- SABLES				
<i>du Bartonien inf.</i>	128	3	5.040	1.280
	129	6	4.800	2.400
	130	4	4.800	1.600
<i>du Valanginien</i>	44	5	4.760	4.140
	47	6	1.800	1.400

gris-mauve, qui se trouve en abondance dans les basaltes décomposés de Saint-Flour en Auvergne (8). Ainsi se dessine le cours de la pré-Loire. Les autres variétés reconnues peuvent également provenir en partie des basaltes (on en rencontre à Saint-Flour associées à l'augite gris-mauve), mais elles doivent, en outre, avoir pour origine des roches à pyroxène, non volcaniques, que nous n'avons pas pu localiser encore.

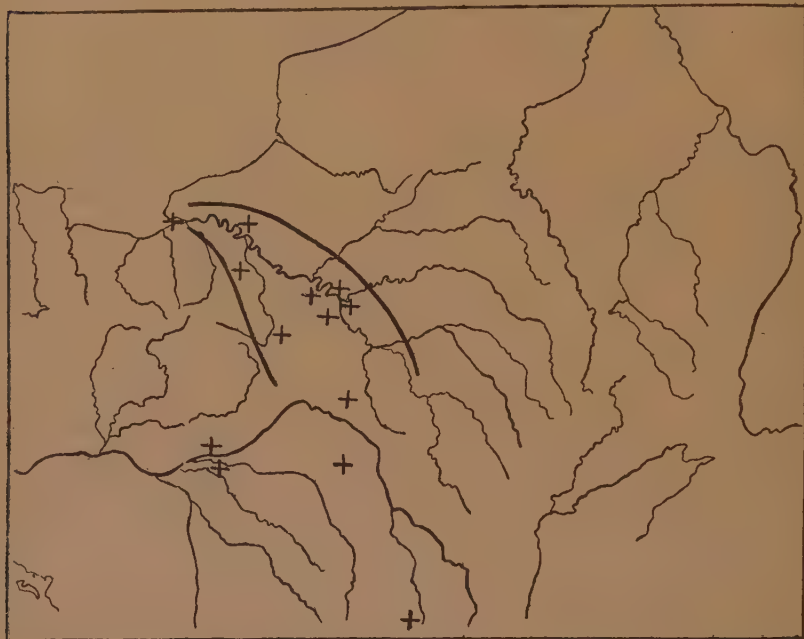


FIG. 5. — Répartition de l'augite gris-mauve et limites probables des dépôts de la pré-Loire.

En résumé, le Massif Central est susceptible de fournir, dans l'état actuel, tous les minéraux constitutifs des dépôts du Bassin de Paris et en quantité suffisante. L'étude des alluvions des rivières qui descendent vers le Nord montre qu'il y a trois zones distinctes caractérisées chacune par une association minéralogique type : à l'Ouest, par les minéraux métamorphiques résultants du remaniement des dépôts préexistants, en particulier des dépôts continentaux miocènes ou pliocènes ; au Centre, par l'association amphibole, épidote, grenat, originaire du Limousin ; à l'Est, par les pyroxènes provenant essentiellement des basaltes de l'Auvergne.

Nos connaissances sur le Morvan et sur les petits pointements

cristallins au NE de celui-ci sont encore extrêmement pauvres, mais du peu que nous savons, il semble que ces massifs s'apparentent plutôt aux Vosges qu'au Massif Central.



FIG. 6. — Zones isochtones (6) de la bordure sud du Bassin de Paris. Hachures horizontales — éléments « métamorphiques » dominants; verticales — zone à amphibole — épidote — grenat; NE-SW zone à pyroxènes dominants.

Les mêmes problèmes se posent pour les Vosges que pour le Massif Central. Les séries métamorphiques avec le cortège de minéraux caractéristiques y sont à peu près défaut ou sont cachées en profondeur. Le disthène n'y a jamais été signalé. Cependant, les dépôts immédiatement voisins en renferment des quantités appréciables. Pour en déterminer la provenance nous sommes réduits à des conjectures. La puissante carapace de grès triasiques ne nous a pas encore fourni d'indications sur la présence possible de minéraux métamorphiques dans la région même. Ce qui se trouve sous cette carapace ne peut évidemment entrer en ligne de compte pour les dépôts d'âge plus récent. Toutefois, nous avons pu obtenir des indications fort intéressantes en analysant les dépôts de sources thermales de Luxeuil et de Bourbonne-les-Bains¹.

Ces dépôts, qui se sont effectués dans des conditions qui excluent à peu près la possibilité de contamination, ont été abandonnés par des sources jaillissant de grande profondeur à travers la masse des grès triasiques. Certains de ces dépôts renferment

1. Les échantillons de ces dépôts nous ont été gracieusement donnés par M. M. Geslin, auquel nous exprimons ici nos vifs remerciements.

des quantités appréciables de minéraux métamorphiques et en particulier de disthène, qui est le constituant dominant d'une des sources de Bourbonne. Il semble en résulter, que ces minéraux sont bien présents dans les roches métamorphiques de la région, cachées par les grès du Trias. L'étude du granite de Châtillon voisin a fourni la staurotide comme seul minéral de métamorphisme *s. s.* Ceci ouvre la possibilité que ces minéraux pourraient, tout au moins en partie, provenir des masses cristallines locales entre les Vosges et le Morvan. Une étude détaillée du Jurassique de la région, pourrait peut-être fournir des indications à ce sujet. Enfin, les quelques pyroxènes que nous avons trouvés dans certains dépôts de l'Est du Bassin de Paris, pourraient, peut-être, se lier aux anciennes roches éruptives des Vosges.

BIBLIOGRAPHIE

1. J. ANTEN. — *Bull. Soc. Géol. Belgique*, 42 B, 1921, 186-92.
 2. — *Ibid.*, 43 B, 1922, 82-3.
 3. J. A. BAAK. — Regional petrology of the southern North Sea. Wageningen, [1936].
 4. L. BERTHOIS. — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif Armoricain. *Mém. Soc. Géol. Min. de Bretagne*, t. II, 1935.
 5. — et FURNESTIN. Résultats des croisières scientifiques du navire *Président-Théodore-Tissier*. *Rev. des travaux de l'office des pêches maritimes*, XI, 3, 1938.
 6. B. BRAJNIKOV. — *CR. Ac. Sc.*, t. 215, 1942, p. 491.
 7. — *Ibid.*, t. 217, 1943, p. 572.
 8. — et S. DUPLAIX. *Ibid.*, séance du 31 janvier 1944.
 9. L. CAYEUX. — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Lille, 1897.
 10. S. DUPLAIX. — *CR. Ac. Sc.*, t. 217, 1943, p. 81.
 11. I. DE MAGNÉE et P. MACAR. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 49 B, 1936, p. 263-88.
 12. L. VANDERNÖTTE. — Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure Sud-Est du Massif Armoricain. (*Thèse*). Paris, 1943.
 13. A. VATAN. — *CR. Ac. Sc.*, t. 205, 1937, p. 70.
 14. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), VIII, 161-70.
 15. — et H. ALIMEN. *Ibid.*, VII, 1937, 141-62.
 16. — et H. FARCHAD. *Ibid.*, VI, 1936, 331-7.
-

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU LIGNITE CÉNOMANIEN DE SAINT-PAULET (GARD).

PAR M^{me} S. Defretin¹.

PLANCHES XV et XVI

Une étude récente de M. P. Pruvost² signale que le bassin de lignite de Pont-Saint-Esprit s'est comporté, lors de sa formation, comme un véritable bassin paralique comparable, bien qu'à une échelle réduite, au grand bassin houiller franco-belge.

Une épaisse série marno-calcaire néocomienne, puis aptienne, prouve une sédimentation nettement marine antérieure au dépôt charbonneux ; mais dès l'Albien des roches sableuses ou détritiques indiquent des dépôts littoraux. Au Cénomanién supérieur apparaît en concordance une formation saumâtre avec couches de lignites, tandis que le Turonien inférieur marque le retour de la mer. M. P. Pruvost montre que pendant une période stable la lagune cénomaniénne se comblait jusqu'à ne plus avoir qu'une profondeur relativement faible. Ceci permet, au Cénomanién supérieur, le développement sur le fond d'une véritable prairie d'algues (*Chara*), puis l'envahissement d'une partie de la lagune, devenue marécage, par la forêt côtière. Ainsi explique-t-il, par accumulation sur place de certains débris végétaux, la formation de lignites autochtones sur un sol de végétation. Mais une transgression repousse la forêt vers l'intérieur des terres ; il y a alors, se superposant aux précédents, un dépôt de lignites allochtones formés des débris de la forêt détruite, recouverts ensuite par des marnes stériles. Puis vient une nouvelle période de stabilité, pendant laquelle la lagune se comble à nouveau. Onze fois de suite la prairie de *Chara*, puis la forêt prennent possession du sol et onze fois de suite une transgression les refoule. Ainsi se forment les onze veines de lignites du gisement de Saint-Paulet-de-Caisson.

Il était intéressant d'étudier le lignite lui-même et de voir si sa structure portait l'empreinte de cette sédimentation transgres-

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1943.

2. Pierre PRUVOST. Un bassin houiller paralique d'âge cénomanién, Les lignites de Pont-Saint-Esprit. *Bull. Soc. Géol. de France* (5), t. XII, année 1942, p. 165 à 180.

sive. A la demande de M. P. Pruvost un échantillon a été prélevé dans l'épaisseur de la couche n° 4, par les soins de M. Aymard, Directeur de la mine, et m'a été remis par la Société anonyme française d'Exploitations et d'Études Minières (S. A. F. E. M.) pour en faire l'examen microscopique.

I. CARACTÈRES MACROSCOPQUES.

Le bloc étudié a environ 10 cm de haut. Il est constitué par un lignite d'aspect noir mat finement stratifié présentant de très nombreux, mais très minces, lits brillants à éclat résineux. A 4 et 7 cm de la base, deux de ces lits prennent une certaine importance (environ 1 cm) et montrent une cassure nettement conchoïdale. A la base de l'échantillon on peut observer de nombreux granules d'ambre dont certains mesurent jusqu'à 3 mm. Des fragments de fusain en assez grande quantité sont à signaler, surtout dans la partie supérieure, où ils forment une véritable couche. Certains, d'assez grande taille, ont conservé l'aspect extérieur du bois.

Le bloc est très friable par suite de l'existence de nombreuses fentes provoquées par la dessiccation du lignite à l'air. Ces fentes sont perpendiculaires entre elles dans les lits brillants, elles sont sinueuses et irrégulières dans les parties mates.

II. TECHNIQUES.

La fragilité de ce lignite a rendu son étude assez délicate. Par ailleurs en présence d'eau, il se délite rapidement et le polissage par la méthode de M. A. Duparque a été de ce fait rendu impossible. Ceci m'a conduit à mettre au point une autre méthode n'utilisant l'eau à aucun moment des opérations de polissage.

A) Polissage à l'huile.

1° Débitage.

J'ai toujours utilisé les fentes naturelles pour délimiter les fragments à polir, bannissant totalement la scie qui, par un ébranchement excessif de l'échantillon aurait irrémédiablement compromis la suite des opérations.

2° Dégrossissage.

Le dégrossissage s'effectue à la main sur des toiles émeri de grains de plus en plus fins. Ces toiles sont tendues sur des plaques de verre qui assurent une surface absolument plane. J'ai utilisé

une première toile à grains moyens, puis une à grains fins et en dernier lieu une toile enduite, non d'émeri, mais de potée et utilisée couramment dans la mécanique de précision.

L'échantillon est frotté doucement sur chacune de ces toiles, en décrivant des spirales sur toute la surface abrasive et en prenant la précaution de tourner sur lui-même le fragment à polir. Après usure sur une toile, avant de passer à la suivante, l'échantillon est soigneusement brossé avec une brosse douce et fine, afin d'éliminer les poussières de charbon et les débris d'émeri qui auraient pu se détacher de la toile.

J'ai pu ainsi obtenir des surfaces planes, mais non polies, sans stries apparentes et montrant déjà la structure générale du lignite.

3° Polissage.

Le polissage s'effectue également à la main sur une pierre à rasoir à grain extrêmement fin, dite *Pierre d'Arkansas*. La pierre est mouillée de temps à autre de quelques gouttes d'huile de vaseline. L'échantillon, qui est appliqué exactement sur la pierre, décrit des spirales. De même que pour les opérations précédentes, il est nécessaire de tourner le fragment sur lui-même à intervalles réguliers pour obtenir un poli uniforme. La poudre du lignite mélangée à l'huile par frottement donne une bouillie abrasive qui s'est révélée suffisante. Quand cette bouillie devient trop épaisse, il est nécessaire d'ajouter de l'huile et même, au bout d'un certain temps, d'essuyer la pierre et l'échantillon et de les nettoyer au toluène pour éviter l'encrassage. On profite de ce nettoyage pour suivre au microscope le degré de polissage obtenu. Quand celui-ci est jugé suffisant, l'échantillon est alors dégraissé. Pour cela il est lavé au toluène à l'aide d'un pinceau. Il suffit ensuite de frotter légèrement la surface avec un drap ou plus simplement du papier journal, l'évaporation du toluène ayant un peu terni la surface polie.

Cette méthode est évidemment fort longue, mais elle a permis un résultat suffisant, ainsi que le prouvent les photographies ci-jointes (Pl. XV fig. 1, 2, 3; Pl. XVI, fig. 2 et 3).

B) Polissage au pétrole.

Pour éviter cette si longue technique, j'ai utilisé également un autre procédé. L'échantillon, après avoir été débité, est immergé dans du pétrole pendant plusieurs jours, puis égoutté à l'air

environ une heure. Il est alors possible, pour la plupart des lignites, de les traiter par la méthode de M. A. Duparque¹ avec bouillie de potée d'émeri pour le dégrossissage sur plaque de verre et alumine pour le polissage sur disque de bufile.

Mais il est nécessaire d'effectuer rapidement toutes les opérations, autant que possible dans la journée où le charbon a été sorti du pétrole, car il redevient rapidement fragile.

Les surfaces polies obtenues sont d'une qualité au moins égale à celles que donne le polissage à l'huile (Pl. XVI, fig. 1).

Le grand inconvénient de cette méthode est que les surfaces ainsi polies ne se conservent pas. Au bout d'un temps assez court (quelques jours à quelques semaines) on les voit s'écailler, se boursoufler. Elles cessent alors d'être planes et leur observation microscopique devient difficile, puis impossible. Au contraire, après plusieurs mois, les surfaces polies à l'huile sont toujours intactes.

Dans l'état actuel des choses, la méthode au pétrole semble indiquée lorsqu'il s'agit d'essais ou de coup de sonde. Le procédé à l'huile doit lui être préféré lors d'une étude approfondie et de longue haleine.

III. ÉTUDE MICROSCOPIQUE.

Au point de vue microscopique ce lignite présente un état de conservation tout à fait exceptionnel, contrairement aux autres lignites français que j'ai étudiés et en particulier ceux des bassins de Manosque ou de Faveau. Il présente une alternance plus ou moins régulière de lits brillants de pâte et de lits renfermant des corps figurés.

La *pâte* y est toujours très fortement craquelée, les fentes étant approximativement parallèles et perpendiculaires à la direction des lits (Pl. XV, fig. 1).

Les autres lits sont constitués par une pâte renfermant de nombreux débris, dont la plupart sont indéterminables (Pl. XV, fig. 1). Cette bouillie enrobe certains corps figurés et on peut reconnaître des corps résineux, certaines lentilles de débris ligneux très fortement gélifiés, des cuticules, du fusain.

Les *corps résineux* (Pl. XV, fig. 2) se présentent sous forme de longs tubes ou de masses plus ou moins volumineuses constitués par des granules accolés laissant entre eux des vides; les

1. A. DUPARQUE. Structure microscopique des charbons du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, tome XI, p. 35 et suivantes.

granules, sphériques ou ovoïdes, ont une structure homogène et un aspect brillant voisin de la pâte. La résine se trouve également en grains isolés de taille très variable, puisque certains sont visibles à l'œil nu. Leur structure est toujours homogène, sans fissures, ni fentes de retrait : ce sont les grains d'ambre que j'ai signalés par ailleurs. Le premier aspect correspondrait aux tissus résineux dont les contenus cellulaires seuls auraient été conservés formant les granules accolés. Le second proviendrait de poches où la résine s'était accumulée et se serait ainsi trouvée fossilisée en masse.

Les lentilles de débris ligneux (Pl. XV, fig. 4) sont pratiquement totalement gélifiées, la structure primitive peut cependant être décelée par des vestiges de cavités cellulaires ou simplement par une sorte d'ombre soulignant l'emplacement de ces cavités. Cavités ou ombres sont souvent régulièrement disposées. Ces lentilles ne peuvent être confondues avec le vitrain, dont l'aspect est cependant très voisin. En effet, celui-ci est toujours très fendillé, tandis que les fentes s'arrêtent sur les lentilles et ne les traversent pas. Ceci prouve bien qu'au moment de la prise en masse, ces lentilles avaient une individualité, étaient des corps figurés et non un complexe colloïdal.

Les cuticules (Pl. XV, fig. 3) sont surtout abondantes au sommet de l'échantillon. Elles ont l'aspect caractéristique des cuticules houillères nettement dentées vers l'intérieur, mais elles sont beaucoup plus minces. Elles sont le plus souvent très longues et repliées plusieurs fois sur elles-mêmes, faisant penser à une coupe de bourgeon ou à des écailles imbriquées les unes dans les autres.

Le fusain (Pl. XVI, fig. 1 et 2) ne peut guère s'observer en surface polie qu'en fragments très petits. Il est, en effet, beaucoup plus tendre que le reste de la roche et les débris ayant quelque importance ont tendance à se creuser en surface, échappant ainsi au polissage. J'ai pu cependant en obtenir quelques fragments. Les cellules y sont toujours alignées en files régulières (Pl. XVI, fig. 2). Certains ont subi une très faible gélification et les cavités cellulaires en sont légèrement comblées.

La présence de résine, l'alignement caractéristique des cellules permet de penser que le bois constituant ce lignite appartient à des végétaux gymnospermes. Cette supposition est d'ailleurs vérifiée par l'observation suivante. Il a été possible de prélever des écailles relativement planes de fusain et de les examiner

directement au microscope métallographique, sans autre traitement préalable. On a pu ainsi observer les vaisseaux ligneux avec leurs ornements tels qu'elles existent à l'état vivant, alors que le polissage les efface (Pl. XVI, fig. 3). Ces vaisseaux ainsi examinés montrent les aréoles caractéristiques des Gymnospermes. Ces aréoles sont circulaires, leur diamètre est d'environ $15\ \mu$, le trou central mesurant $5\ \mu$. La distance entre les aréoles est d'environ $15\ \mu$ sur la plupart des vaisseaux, mais sur certains elles sont presque contiguës.

IV. MÉCANISME DE LA FORMATION DU LIGNITE.

L'étude microscopique nous montre que ce sédiment végétal a subi des phénomènes de gélification très poussés, car seules les parties les plus résistantes ont subsisté (résine, cuticules, fusain), tous les autres tissus étant transformés en une bouillie enrobant les corps figurés.

Par ailleurs, la présence de lentilles de tissus ligneux voisinant avec des cuticules et de la résine semble indiquer que les eaux où se faisaient le dépôt étaient à *peu près stagnantes* : le moindre courant aurait entraîné une sélection horizontale des débris organisés. Par contre, cette sélection s'est effectuée dans le sens vertical et il semble que l'on puisse interpréter les faits de la façon suivante :

Les éléments les plus denses se déposent les premiers, sur place ou à proximité immédiate de la forêt. Ce sont les fragments de bois et les tissus cellulosiques imprégnés d'eau. Ils subissent une gélification plus ou moins complète, qui libère les substances résineuses. Les premiers donneront naissance aux lentilles de tissu ligneux fort altéré ; les seconds forment un gel colloïdal qui constituera les lits brillants et enrobera les débris dans les lits mats : les substances résineuses donneront, soit les granules accolés, soit les grains d'ambre.

Puis la transgression s'accomplit, la forêt recule vers la terre ferme qui est maintenant envahie par la lagune. Les éléments lourds continuent à se déposer à proximité de la forêt et ne parviennent plus jusqu'au point considéré ; seuls les débris légers, tels les feuilles, à grand coefficient de flottabilité, peuvent atteindre cet endroit du bassin et nous verrons dans le lignite des cuticules de plus en plus abondantes à mesure que l'on approche du toit. Enfin des morceaux de bois, qui s'étaient trouvés préalablement desséchés et avaient de ce fait flotté longtemps, atteignent seuls ce point et s'ajoutent au dépôt. Mais leur

dessiccation les avait rendus très résistants aux agents de la gélification et c'est ainsi que la partie supérieure de la veine contiendra des fragments de fusain très nombreux dont la plupart auront conservé la forme extérieure des morceaux de bois qui leur ont donné naissance.

Enfin la subsidence continuant, la forêt s'éloigne toujours davantage et aucun débris végétal ne peut parvenir jusque-là. Nous assistons alors à la sédimentation par les éléments stériles qui constituent le toit de la veine de lignite.

V. CONCLUSIONS.

L'étude microscopique de ce lignite vient préciser le mécanisme qui, d'après M. P. Pruvost, a présidé à la sédimentation du bassin, par une série de transgressions séparées par des périodes de stabilité. Pendant la période stable, nous assistons à la formation des couches stériles, puis de la base des couches de lignite, mais *c'est au cours d'une transgression que la formation de la presque totalité de la veine de combustible s'est accomplie*. Cette transgression atteint son maximum au niveau du toit de la couche qui marque le début de la série stérile suivante. La masse elle-même de ce deuxième stérile correspond à une deuxième période stable, qui sera suivie d'une deuxième transgression avec formation d'une deuxième couche de lignite et ainsi de suite.

Ainsi donc, à la fin de la période stable, le régime est nettement littoral au point envisagé. A la fin de la transgression, au contraire, cet endroit est beaucoup plus éloigné de la côte et l'influence marine peut s'y faire sentir. C'est bien ce que révèle au microscope le sommet de la couche de lignite, formé aux dépens de débris (feuilles, fusain) qui ont été transportés et ont flottés très longtemps, tandis que la forêt s'était déjà notablement reculée.

On peut donc dire, d'une façon générale, qu'une couche formée ainsi en zone littorale, pendant une période de transgression, a un faciès de moins en moins littoral à mesure que l'on se déplace du mur au toit¹.

Ce caractère de transgression progressive, ayant son paroxysme

1. On conçoit même ainsi que le sommet de cette couche ait pu se constituer alors que les eaux de la lagune étaient déjà plus ou moins marines au point envisagé. C'est ainsi que dans le bassin houiller du Nord, à certains niveaux, la couche de houille peut passer au voisinage immédiat de son toit à un faciès franchement marin.

au niveau du toit, a été mis en évidence par M. A. Duparque à propos du bassin houiller franco-belge¹.

La similitude des deux bassins est donc, même sur ce point de détail, tout à fait frappante.

Mais dans le bassin franco-belge la subsidence, lente le plus souvent, était pratiquement compensée par la sédimentation, de telle sorte que la position du rivage et la profondeur des eaux se maintenaient longtemps les mêmes en un point déterminé. Il en est résulté une certaine homogénéité de structure dans toute l'épaisseur des veines de charbon. A Saint-Paulet, au contraire, la transgression est plus rapide que l'accumulation sédimentaire, qui ne réussit pas à en compenser les effets. Et nous observons, en nous déplaçant de bas en haut dans la couche de combustible, des différences de structures comparables à celles que nous voyons dans le bassin westphalien en nous déplaçant du rivage vers le large.

Ce mode de formation du lignite nous explique également la forme annulaire du gisement et son appauvrissement à mesure que l'on s'éloigne de la rive. Le centre du bassin a toujours été trop éloigné, compte tenu de la flore, des vents et des courants, pour que les dépôts puissent y parvenir. En se rapprochant du bord, on doit pouvoir trouver du lignite cendreux constitué par les éléments légers en épaisseur assez faible, car la transgression met rapidement cet endroit hors de portée des débris de végétaux. Plus près, et c'est le cas pour l'échantillon étudié, on trouve à la base un lignite ligneux (éléments lourds) surmonté de lignite à éléments de plus en plus légers. Plus près encore, il repose sur un sol de végétation. Ainsi que le dit M. P. Pruvost, nous comprenons pourquoi *les couches de combustibles ont leur maximum d'épaisseur dans les régions marginales de l'aire de dépôt*.

En résumé, les résultats de l'étude pétrographique du lignite de Saint-Paulet concordent avec les données stratigraphiques pour montrer, toutes proportions gardées, la similitude d'origine, par formation de bassins paraliques, entre le bassin cénomaniens de Pont-Saint-Esprit et le grand bassin houiller westphalien.

1. A. DUPARQUE. Ouvrage cité, p. 473.

EXPLICATION DES PLANCHES XV ET XVI

PLANCHE XV

FIG. 1. — Aspect général du lignite de Saint-Paulet (Couche n° 1) : fragment pris près de la base de l'échantillon.

A la partie inférieure et à la partie supérieure bandes de vitrain (pâte) fortement craquelé. Au centre un lit dans lequel on peut distinguer une lentille de tissu ligneux presque complètement gélifié.

P) Pâte ou vitrain.

V) Vide de retrait ou de dessiccation.

Tl) Tissu ligneux gélifié.

FIG. 2. — Corps résineux (fragment voisin du mur).

De nombreux flots de tissu résineux montrent les cavités cellulaires remplies de résine. Les parois de ces cellules ont disparu.

Vers le bas un granule d'ambre.

Tr) Tissu résineux.

Cc) Cavité cellulaire fossilisée.

Pc) Vide remplaçant la paroi cellulaire disparue.

Am) Grain d'ambre.

FIG. 3. — Cuticules (fragment prélevé au milieu de l'échantillon).

Ct) Section de cuticules.

On peut remarquer les dentelures caractéristiques de la face interne.

PLANCHE XVI

FIG. 1. — Fusain en section sublongitudinale (Polissage au pétrole d'un fragment voisin du toit).

En haut et à droite de la figure un rayon médullaire est nettement visible.

F) Fusain.

VI) Vaisseau ligneux.

Rm) Rayon médullaire.

FIG. 2. — Fusain en section transversale (voisin du toit).

On remarquera l'alignement caractéristique des cellules du bois de Gymnospermes.

F) Fusain.

Cc) Cavité cellulaire.

FIG. 3. — Fusain brut (prélevé au toit).

Écaille de fusain n'ayant subi aucun polissage. On y voit nettement les vaisseaux ligneux avec leurs aréoles.

VI) Vaisseau ligneux.

Ar) Aréoles.

SUR QUELQUES NOUVEAUX DINOFLAGELLÉS DES SILEX CRÉTACÉS

PAR **Georges Deflandre**¹

PLANCHE XVII

L'étude des silex, que je n'ai poursuivie que sporadiquement depuis plusieurs années, m'a cependant permis de découvrir de temps à autre des formes nouvelles appartenant à divers groupes. Leur description, différée jusqu'ici, fera l'objet d'une série de notes inaugurée par la présente, consacrée aux Dinoflagellés.

Bien qu'ayant eu l'occasion d'examiner des silex crétacés parfaitement datés et recueillis en place, il se trouve encore (cf. 2, p. 6) que les Dinoflagellés les plus intéressants ont été trouvés dans des rognons de silex sans provenance définie, ramassés au hasard de promenades dans le bassin de Paris, par moi-même ou par des collecteurs occasionnels désireux de m'être agréables.

L'intérêt des formes décrites ici est donc purement paléontologique, pour le moment du moins. Mais il me paraît bon, malgré certaines critiques plus ou moins explicitement formulées, de poursuivre l'inventaire de ces formes, peut-être les plus caractéristiques des silex. Telles ou telles Hystrichosphères, par exemple, se retrouvent dans des silex — et même dans d'autres roches — appartenant à des étages très divers. La rareté des Dinoflagellés en général, des Gymnodiniens en particulier, laisse supposer qu'ils sont, dans la craie, peut-être confinés dans certains bancs de silex, qu'il s'agit de découvrir. Le dénombrement et la description des formes trouvées dans des galets constituent donc un premier apport documentaire susceptible d'aider à cette recherche.

Sur les huit formes figurées dans ce travail, cinq appartiennent au genre *Gymnodinium* STEIN, dont j'ai décrit les premières formes fossiles en 1935 (1), dans des silex crétacés. Depuis, j'ai retrouvé d'autres *Gymnodinium* plus anciens, d'abord dans les marnes oxfordiennes de Villiers-sur-Mer (3), puis dans les schistes calcaires bitumineux kiméridgiens d'Orbagnoux (4). A ma connaissance, il n'en a pas été décrit par d'autres auteurs et, de l'enquête à laquelle je me suis livré auprès des spécialistes

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1943.

étudiant les silex, il résulte que, seule, M^{me} M. Lejeune-Carpentier (Liège) « a parfois trouvé des *Gymnodinium* » (*in litt.*, 5.1.1943), qui n'ont malheureusement pas encore fait l'objet de publication.

Les espèces décrites ci-après seront incluses dans une prochaine série du Fichier micropaléontologique réalisé avec la collaboration de M^{me} Marthe Deflandre-Rigaud (7), fichier dont une première tranche (5) est dès à présent à la disposition des géologues intéressés.

Genre *Gymnodinium* STEIN.

Gymnodinium marthae n. sp.

(Fig. 1 à 4 et Pl. XVII, fig. 1.)

Holotype : AR 42¹. Silex (? Sénonien) S.156, Vanves, Seine.

Cette jolie petite espèce possède une silhouette bien particulière, due à une disproportion marquée entre la taille de l'épithèque et celle de l'hypothèque. Le type, unique, se présente en vue latérale droite par rapport à la face ventrale. Le jeu de la mise au point permet de rétablir la vue ventrale avec une approximation très suffisante (fig. 3), encore que l'on ne puisse être certain de la forme exacte de l'apex, qui pourrait être un peu arrondi.

Le sillon transversal, relativement large, est hélicoïdal. L'épithèque est conique et terminée en pointe mousse. L'hypothèque, très largement conique, semble un peu tronquée à son extrémité, si on l'observe à un très fort grossissement (fig. 4). La membrane, hyaline, est très finement et irrégulièrement ponctuée, caractère d'ailleurs susceptible d'être lié à la conservation.

Les dimensions sont : longueur 13,5 μ ; largeur, en vue latérale, 9 μ , en vue frontale environ 11 à 12 μ (mesure très approximative faite avec la vis micrométrique).

Gymnodinium marthae n'est comparable à aucune des espèces du plancton des mers actuelles. La petitesse relative de son hypothèque pourrait faire songer à un rapprochement avec le genre *Massartia* CONRAD, caractérisé par une épithèque d'une taille au moins trois fois supérieure à celle de l'hypothèque. Ici, toutefois, cette proportion est un peu plus faible. *Gymnodinium marthae*, actuellement l'espèce fossile la plus exiguë, provient d'un rognon de silex, probablement sénonien, recueilli à Vanves (Seine), particulièrement riche en microfossiles.

1. Ces références se rapportent à ma collection personnelle.

Gymnodinium strombomorphum n. sp.

(Fig. 5 à 7 et Pl. XVII, fig. 4 à 6.).

Holotype : AR 35. Silex (? Sénonien) S. 140, Saint-Leu-la-Forêt (S.-et-O.).

La structure de la base de l'hypothèque, qui donne à cette espèce l'allure d'une toupie, lui a valu son nom spécifique.

La vue latérale droite, sous laquelle se présente encore l'unique type, est très caractéristique. Le sillon transversal, large et profond, est assez fortement hélicoïdal ; le sillon longitudinal est très facilement perceptible par le jeu de la mise au point, qui permet de se rendre compte de son extension, marquée surtout sur l'épithèque. La vue frontale (fig. 7) a été reconstituée par le même moyen, qui laisse toutefois planer un doute sur la terminaison de l'apex, peut-être un peu moins conique qu'il apparaît sur la figure 7.

En vue latérale, l'épithèque est conique et sa coupe représente à peu près un triangle équilatéral. L'hypothèque est cupulée, l'antapex se terminant par un petit bouton conique. La membrane est transparente, un peu brunâtre, et marquée indistinctement de petites ponctuations.

Les dimensions sont les suivantes : longueur 21 μ ; largeur en vue latérale, 14 μ ; en vue frontale, environ 16 à 17 μ ; largeur du sillon transversal : 5 μ environ.

Assez proche, morphologiquement, de l'espèce précédente, *Gymnodinium strombomorphum*, comme elle, ne ressemble à aucun des *Gymnodinium* actuels.

Gymnodinium laticinctum n. sp.

(Fig. 11 et Pl. XVII, fig. 3.)

Holotype : AF 45. Silex (? Sénonien) S. 35, Paris.

Le type unique, est déformé assez notablement, mais il a conservé des caractères bien particuliers permettant de le différencier des espèces connues. La cellule semble avoir subi une déformation analogue à celle présentée par un ballon de caoutchouc où l'on ferait le vide. La paroi antérieure dans le dessin fig. 11, est partiellement concave et repoussée vers la face opposée. Il est, de plus, malaisé de définir l'orientation exacte de l'organisme qui, je crois, se présente en vue latérale droite oblique : le sillon longitudinal se trouverait donc sur la gauche du dessin.

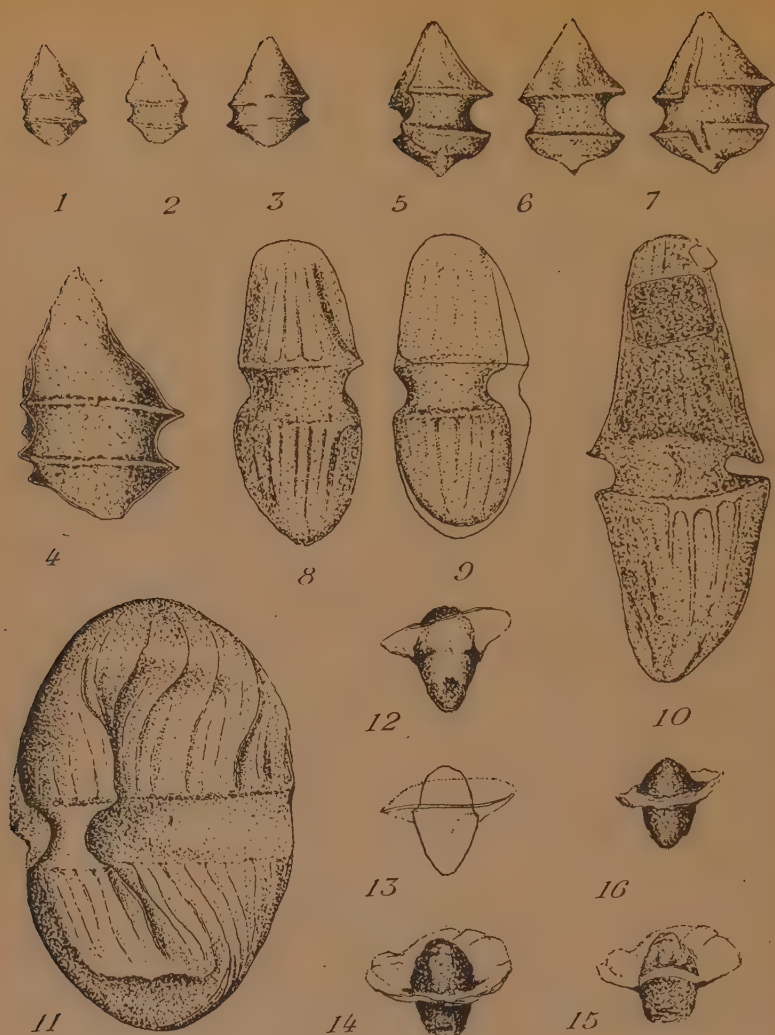


FIG. 1 à 16. — Dinoflagellés des silex crétacés. 1 à 4, *Gymnodinium marthae*, holotype. 1, vue latérale, face supérieure; 2, même vue, face inférieure, vue par transparence; 3, reconstitution de la face ventrale; 4, vue latérale, plus grossie. 5 à 7, *Gymnodinium strombomorphum*, holotype. 5, vue latérale, face supérieure; 6, même vue, face inférieure; 7, reconstitution de la face ventrale. 8 et 9, *Gymnodinium decorum*, holotype. 8, vue latérale, face supérieure; 9, même vue, face inférieure. 10, *Gymnodinium heterocostatum*, plésio-type, vue latérale. 11, *Gymnodinium laticinctum*, holotype, vue oblique. 12 et 13, *Stephodinium pellucidum*. 12 et 13, holotype, face supérieure et face inférieure. 14 et 15, paratype, face supérieure et face inférieure. 16, paratype. Grossissement : 1000, sauf pour la figure 4 : gross. : 2450.

L'épithèque est légèrement plus grande que l'hypothèque et toutes deux sont à pôle largement arrondi; le contour général est sensiblement ellipsoïdal. Le caractère le plus frappant réside dans la grande largeur relative du sillon transversal, qui dépasse le septième de la longueur totale (15 % environ). A noter, à ce propos, que les déformations générales subies par la cellule, n'ont pas porté atteinte à ce caractère du sillon transversal, ainsi qu'on en peut juger sur la partie gauche du dessin.

La membrane porte des stries longitudinales, espacées les unes des autres, à leur naissance sur le sillon transversal, d'environ 2 μ à 2,5 μ . Il devait s'en trouver tout au plus une vingtaine perceptibles en vue frontale. La cellule, telle qu'elle se présente, mesure 57 μ de long sur environ 37 μ de large.

Gymnodinium laticinctum ne se rapproche d'aucun *Gymnodinium* fossile actuellement connu. La seule espèce qui puisse lui être comparée est le *Gymnodinium radiatum* KOFID et SWEZY, du plancton récent des côtes californiennes de l'Océan Pacifique. La parenté entre les deux espèces est nettement marquée, compte tenu des déformations subies par l'espèce fossile. Les deux formes se séparent toutefois l'une de l'autre : 1° par le nombre des stries, qui sont beaucoup plus serrées chez le *G. radiatum* (50 stries environ, en vue ventrale); 2° par la largeur relative du sillon (9,4 % de la longueur totale, chez *G. radiatum*); 3° enfin par les dimensions nettement supérieures de l'espèce actuelle (longueur 86 μ). Il est toutefois intéressant de constater que, parmi les *Gymnodinium* des mers actuelles, *G. radiatum* est un de ceux qui possèdent le sillon transversal le plus large proportionnellement à la longueur.

Gymnodinium laticinctum provient d'un silex, sans doute, sénonien, recueilli à Paris, dans lequel deux autres espèces de *Gymnodinium* (*G. heterocostatum* DEFL. et *G. digitus* DEFL.), ont été déjà décrites.

Gymnodinium decorum n. sp.

(Fig. 8, 9 et Pl. XVII, fig. 2.)

Holotype : AR 45. Silex (? Sénonien) S. 156, Vanves (Seine).

Au premier abord, cette nouvelle espèce rappelle le *Gymnodinium heterocostatum* DEFL., dont j'ai figuré, en 1935, une vue latérale. Je donne ici un dessin de l'exemplaire que j'avais signalé en 1936 (2, p. 18) dans un silex sénonien (Santonien) de la craie à *Micraster coranguinum* de Beynes. Il s'agit d'un spécimen

qui se présente, lui aussi, en vue latérale (fig. 10), mais qui est plus comprimé que le type. Il se rapproche ainsi davantage de *Gymnodinium decorum*, dont l'unique holotype a la même orientation. On voit cependant qu'il est facile de différencier les deux espèces.

G. decorum, tel qu'il apparaît latéralement, montre une épithèque et une hypothèque à peu près égales, séparées par un assez large sillon transversal, nettement moins profond que celui de *G. heterocostatum*. Le contour général est longuement ellipsoïdal, à pôles arrondis, l'apex étant légèrement surbaissé. La membrane porte des côtes longitudinales nettes, qu'il est généralement impossible de suivre jusqu'aux pôles. Les dimensions observées sont les suivantes : longueur 40 μ ; largeur en vue latérale, 17 à 18 μ . La largeur en vue frontale, doit dépasser largement 20 μ . La taille est donc nettement inférieure à celle de *G. heterocostatum*, qui mesure 60 à 65 μ de long. L'absence de données sur la vue frontale ne permet guère de comparer *G. decorum* aux espèces actuelles, dans lesquelles, à ma connaissance, on ne trouve toutefois pas de forme striée possédant un sillon transversal aussi développé.

Gymnodinium torulosum n. sp.

(Fig. 17 à 25 et Pl. XVII, fig. 7, 8.)

Holotype : AR 37. Silex (? Sénonien) S. 140, Saint-Leu-la-Forêt (S.-et-O.).
Paratypes : AR 36, AR 38, AR 39, même provenance.

Contrairement aux autres espèces de *Gymnodinium* des silex que j'ai observées, dont la membrane est apparemment assez robuste et de contour très ferme, cette nouvelle forme est extrêmement transparente et difficile à étudier. Les quatre spécimens rencontrés jusqu'ici paraissent enkystés, comme le sont la plupart des *Gymnodinium* jurassiques que j'ai décrits dans les marnes oxfordiennes de Villiers-sur-Mer. Le « kyste » est plus ou moins régulièrement ellipsoïdal. Son contour est ce qu'il y a de plus visible dans la cellule, par suite de l'épaisseur de sa membrane, légèrement teintée, d'un brunâtre clair. Le contour général de la membrane cellulaire est hexagonal à angles arrondis. L'épithèque et l'hypothèque sont sensiblement égales et en forme de tronc de cône à flancs légèrement concaves. Le sillon transversal, hélicoïdal, est extrêmement rétréci dans sa partie interne; ses deux lèvres forment deux sortes de larges bourrelets, dont la coupe optique médiane est arrondie. De semblables

bourrelets, toriques, limités par une membrane interne hyaline (?), de contour indécis, occupent les deux pôles de l'organisme, eux-mêmes un peu déprimés vers leur centre. Par ailleurs, la surface de la cellule montre quelques ombres (fig. 18, 21, 24) qui semblent délimiter des aires plus claires, sans toutefois qu'on puisse évoquer l'idée d'une tabulation. Dans l'holotype et dans l'un des paratypes, l'un des bords du sillon longitudinal est très perceptible, ce qui a permis d'ailleurs de rétablir l'aspect réel (fig. 19) de la face ventrale, observée par transparence. Enfin, l'un des spécimens, qui se présente en vue polaire oblique, laisse supposer que le pôle peut être quadrangulaire, ce que les vues frontales bien orientées ne permettent pas de discerner, surtout par suite de leur transparence.

La cellule mesure 27 à 28 μ de long et 24 à 25 μ de large ; le paratype de la figure 21, qui semble être placé un peu de côté, montre que la cellule doit être légèrement comprimée et à section transversale elliptique.

Cette longue description, dans laquelle règne encore toutefois une certaine obscurité, permet néanmoins, jointe aux figures données, de se faire une idée précise de cette curieuse espèce, extrêmement caractéristique et reconnaissable. Seule sa grande transparence est un obstacle à sa recherche, obstacle sur lequel j'attire particulièrement l'attention.

Aucune des espèces marines actuelles ne présente une silhouette comparable à celle de *G. torulosum*, dont la forme générale, en particulier le caractère arrondi des lèvres du sillon transversal, se retrouve plus facilement chez diverses espèces de *Gymnodinium* actuels des eaux douces, comme *G. mirabile* PENARD ou *G. carinatum* SCHILLING.

Genre *Stephodinium* DEFLANDRE.

Stephodinium pellucidum n. sp.

(Fig. 12 à 16.)

Holotype : AR 67. Silex (? Sénonien), S, 140, Saint-Leu-la-Forêt (S.-et-O.).
Paratype : AR 40, même provenance.

J'ai donné pour caractéristique du genre *Stephodinium* DEFL., 1936, la présence d'un large bourrelet équatorial qui semble tenir la place du sillon transversal. Je crois bon d'élargir un peu cette acception pour y placer une nouvelle espèce, munie aussi d'une formation équatoriale, non plus en bourrelet, mais simplement membraneuse.

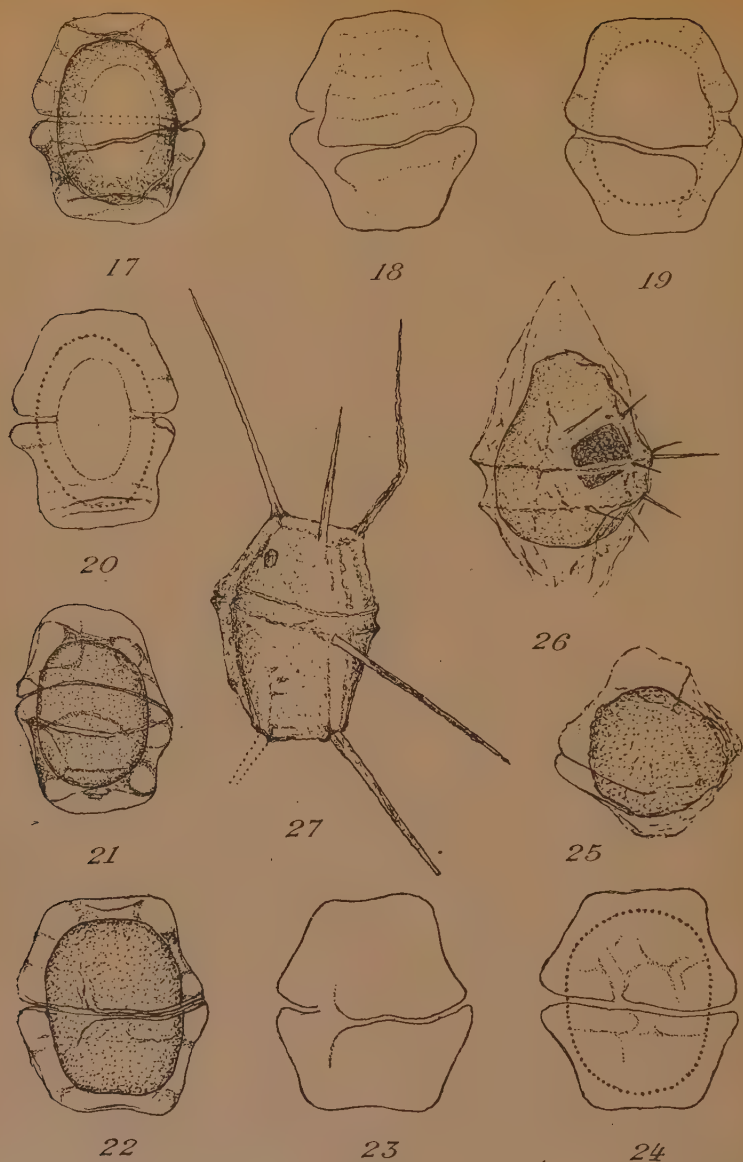


FIG. 17 à 27. — Dinoflagellés des silex crétacés. 17 à 24, *Gymnodinium torulosum*. 17 à 20, holotype. 17, vue totale réunissant les faces supérieure (dorsale) et inférieure (ventrale). L'aire centrale, claire, correspond à une portion de la membrane enlevée lors du polissage du silex. Le tracé du sillon y a été rétabli en pointillé. 18, face inférieure (ventrale) vue par transparence, et par conséquent inversée; 19, même face, rétablie dans son orientation et comparable aux figures classiques de *Gymnodinium*; 20, face dorsale seule. 21, paratype, en vue un peu oblique. 22 à 24, paratype; 22, vue totale; 23, face ventrale vue par transparence; 24, face dorsale. 25, paratype, en vue polaire oblique. 26, *Palæohystrichophora paucisetosa*. 27, *Raphidodinium fucalum forma*. Grossissement : 1000.

Stephodium pellucidum possède une cellule ovoïdale allongée, l'un des pôles étant un peu ogival. Vers la partie la plus large, prend naissance une sorte de velum annulaire, en collerette, apparemment souple, et qui est légèrement dirigé vers l'un des pôles, considéré dans les figures comme pôle supérieur. A la base de ce velum et tout autour de la cellule, paraît courir une légère dépression annulaire, qui pourrait faire songer à un sillon transversal, mais qui est insuffisamment accusée pour une homologation pure et simple.

La cellule mesure 12 à 14 μ . de long, 7 à 8 μ . de large; l'envergure totale du velum atteint 17 à 19 μ .

On peut, évidemment, voir dans le velum en collerette, un exemple d'adaptation à la vie planctonique, analogue à bien d'autres, devenus classiques. *Stephodium pellucidum*, plus encore que *S. coronatum*, montre des affinités très nettes avec les Gymnodiniens. Il est regrettable qu'aucun des trois spécimens rencontrés jusqu'ici n'apporte de précision nette sur les sillons, la présence du sillon transversal étant seule probable.

Genre *Palæohystrichophora* DEFLANDRE.

Palæohystrichophora paucisetosa n. sp.

(Fig. 26.)

Holotype : AR 42. Silex (? Sénonien) S. 156, Vanves (Seine).

L'unique spécimen de cette forme curieuse, possède une membrane hyaline si transparente que l'antapex, peut-être détérioré, n'a pu être dessiné. Comme chez *Palæohystrichophora infusorioides* DEFL., on trouve une sorte de capsule interne à contour ferme, et une membrane externe très mince, portant des épines. Ici, ces épines ou soies, sont en nombre très réduit et situées sur une aire restreinte, de chaque côté du sillon transversal, seul visible. Elles sont apparemment plus raides que chez *P. infusorioides*, lequel possède plutôt des « poils », toujours souples et diversement contournés.

P. paucisetosa mesure une quarantaine de μ . de long et 24 μ . de large; les soies sont longues de 6 à 9 μ ., et la capsule interne (qui n'épouse pas le sillon transversal) mesure 63 μ . sur 20 μ .

P. paucisetosa semble être susceptible d'aider à éclaircir la position systématique du genre *Palæohystrichophora*. Cette nouvelle espèce apparaît, en effet, comme une forme intermédiaire entre les cellules couvertes de poils de *P. infusorioides* et les

cellules à membrane glabre des *Gymnodinium*. C'est à ce titre que je me suis décidé à la décrire, malgré son état de conservation imparfait.

Genre *Raphidodinium* DEFLANDRE.

Raphidodinium fucatum DEFL. *forma*.

(Fig. 27 et Pl. XVII, fig. 9.)

Plésiotype : AF 37, Silex (? Sénonien) S. 35, Paris.

Les variations enregistrées dans l'aspect de cette espèce, lors de sa description (2, p. 37) ne semblent pas assez larges pour inclure la forme figurée ici. S'agit-il d'une variété nouvelle, ou d'un simple cas particulier dû à une conservation différente ? Il est difficile de se prononcer. Le contour est, dans cette forme, nettement anguleux, la membrane est d'aspect plus fragile et, fait plus important, certaines des longues aiguilles montrent une base nettement différenciée. Or, ce caractère est en opposition avec ce que j'ai vu et décrit dans les spécimens qui ont été étudiés antérieurement. Chez ceux-ci, « les aiguilles creuses... s'élargissent assez rapidement pour épouser la membrane avec laquelle elles se fondent sans trace de suture » (*loc. cit.*, p. 37).

Raphidodinium fucatum forma est de taille approximativement semblable aux premiers types : longueur 29 μ , largeur 23 μ , aiguilles longues de 32 μ environ. Il provient d'un galet de silex parisien déjà cité pour sa richesse en *Gymnodinium*.

BIBLIOGRAPHIE

Pour la Bibliographie générale, consulter (2) 1937, p. 53-57 et (6) 1939, p. 104-105. Ne sont notés ci-après que les articles ayant un rapport avec le texte et ceux parus postérieurement au dernier mémoire précité.

1. DEFLANDRE (G.). — Considérations biologiques sur les organismes d'origine planctonique conservés dans les silex de la craie. *Bull. Biol.*, 69, 1935, p. 213-244, 11 fig., 5 pl.
2. DEFLANDRE (G.). — Microfossiles des silex crétacés. Première partie. Généralités. Flagellés. *Ann. de Paléont.*, XXV, 1936, p. 151, 191, 10 pl. Deuxième partie. Flagellés *incertæ sedis*. Hystrichosphaeridées. Sarcodiné. Organismes divers. *Ibid.*, XXVI-1937, p. 1-55, 8 pl.

3. DEFLANDRE (G.). — Microplancton des mers jurassiques conservé dans les marnes de Villers-sur-Mer (Calvados). Étude liminaire et considérations générales. *Trav. Stat. Zool. de Wimereux*, XIII, 1938 (Volume jubilaire M. Caullery), p. 147-200, 10 fig., 7 pl.
4. DEFLANDRE (G.). — Le microplancton kiméridgien d'Orbagnoux et l'origine des huiles sulfurées naturelles. *Mém. Acad. Sc.*, 65, 1941, 32 p., 17 fig., 7 pl.
5. DEFLANDRE (G.). — Dinoflagellés I. Peridiniales. Fichier micropaléontologique. *Arch. orig. Soc. de Docum. du C. N. R. S.*, n° 155, 1943. Fiches I-IV, 001-094.
6. DEFLANDRE (G.) et COURTEVILLE (H.). — Note préliminaire sur les microfossiles des silex crétacés du Cambrésis. *Bull. Soc. Fr. de Micr.*, VIII, 1939, p. 95-106, 3 pl.
7. DEFLANDRE (G.) et M^{me} M. DEFLANDRE-RIGAUD. — Constitution et diffusion d'un fichier micropaléontologique général. *C. R. somm. Soc. Géol. de Fr.*, n° 14, 1943, p. 186-188.
8. LEJEUNE-CARPENTIER (M.). — L'étude microscopique des silex. Un nouveau Péridinien crétacique : *Gonyaulax Wetzeli*. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, LXII, 1939, p. B 525-529, 2 fig.
9. LEJEUNE-CARPENTIER (M.). — L'étude microscopique des silex. Systématique et morphologie des « Tubifères ». *Ibid.*, LXIII, 1940, p. B 216-237, 14 fig.
10. LEJEUNE-CARPENTIER (M.). — L'étude microscopique des silex. Sur *Hystriosphæridium hirsutum* (Ehrenberg) et quelques formes voisines. *Ibid.*, LXIV, 1941, p. B 71-92, 9 fig.
11. LEJEUNE-CARPENTIER (M.). — L'étude microscopique des silex. Péridiniens nouveaux ou peu connus. *Ibid.*, LXV, 1942, p. B 181-192, 22 fig.
12. WETZEL (O.). — Mikropaläontologische Untersuchungen an der obersten Kreide von Stevns Klint Kridtbrud auf der dänischen Insel Seeland und ihrem Feuerstein in geschiebekundlichen Hinsicht. *Ztschr. f. Geschiebeforsch.*, u. s. w., 16, 1940, p. 118-156, 1 fig., 5 pl.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVII

Dinoflagellés des silex crétacés.

- FIG. 1. — *Gymnodinium marthæ* DEFL. Holotype : AR 42¹. × 770.
 FIG. 2. — *Gymnodinium decorum* DEFL. Holotype : AR 45. × 450.
 FIG. 3. — *Gymnodinium laticinctum* DEFL. Holotype : AF 45. × 450.
 FIG. 4 à 6. — *Gymnodinium strombomorphum* DEFL. Holotype : AR 35. 4 et 5, mise au point sur la coupe optique médiane ; 6, mise au point sur la face supérieure. 4 et 6 : × 770. 5 : × 450.
 FIG. 7, 8. — *Gymnodinium torulosum* DEFL. Holotype : AR 37. 7. × 770. 8. × 450.
 FIG. 9. — *Raphidodinium fucatum* DEFL. forma. Plésiotype : AF 47. × 450.

1. Ces références se rapportent à ma collection personnelle.

FISSURATION DE LA CRAIE PAR LE GEL

PAR **André Cailleux.**

PLANCHE XVIII

RÉSUMÉ.

La craie du Vexin normand est affectée, sur 3 à 8 m de profondeur environ à partir de la surface, par des fissures planes, verticales, parallèles, régulièrement espacées de 5 à 10 cm, bien distinctes, par leur finesse et leur régularité, des fentes et poches de dissolution, et peut-être imputables au gel qui, lors des phases glaciaires quaternaires, a pu pénétrer dans le sol bien plus profondément qu'aujourd'hui.

C'est un fait d'observation courante qu'au voisinage de la surface du sol, les roches compactes sont souvent fragmentées, délitées ou affectées de fissures. Le phénomène paraît dû, suivant les cas, à l'action des racines, du gel, des recristallisations, de la décomposition chimique ou de la dissolution. Je me propose de résumer ici les observations que j'ai faites à son sujet, sur la craie du Vexin normand (Eure), et d'en tenter une interprétation.

I. DESCRIPTION DES ASPECTS OBSERVÉS.

La majorité des carrières du Vexin normand montre, au-dessus de la craie compacte, la coupe suivante :

4. Sol ou éboulis.....	0,2 à 2 m
3. Conglomérat crayeux.....	0,2 à 2 m
2. Craie fragmentée.....	0,2 à 1 m
1. Craie fissurée.....	1 à 7 m.

1. *Craie fissurée* (Pl. XVIII, fig. 4 et 5). — La craie est comme striée par des fissures planes, verticales, parallèles, régulièrement espacées à intervalles de 5 à 10 cm. Vers le haut, si le terrain est en pente, les fissures sont le plus souvent inclinées légèrement — de 5° à 30° —, toujours dans le sens de la pente (fig. 1). Souvent, il y a plusieurs systèmes de plans verticaux de fissures, orientés différemment; mais dans ce cas l'un d'entre

eux est toujours plus accusé et plus apparent. L'orientation dominante est indépendante de la pente du terrain, elle est très

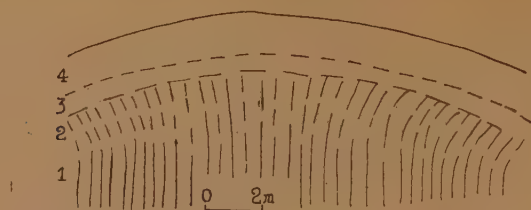


FIG. 1. — Inflexion des fissures dans le sens de la pente de terrain.
Coupe verticale. Port-Mort, ferme du Thuit.

1 : Craie fissurée. — 2 : Craie fragmentée. — 3 : Conglomérat crayeux. — 4 : Éboulis.

constante : sauf dans un cas (Vernonnet, N 40° E), elle est comprise dans le secteur SE (fig. 3) ; elle fait avec l'E les angles suivants, mesurés à 5° près. Les Andelys : 15, 22, 27, 32, 32, 36, 37, 38, 38, 39, 48, 48, 52. Route de Villers aux Andelys : 32, 38, 38, 40, 47, 52. Harquency : 32, 32, 38, 38. Mouffaines : 27, 27, 32, 32. Canteloup : 32. Travaillies : 27. Vernonnet, route de Panilleuse : 22, 22, 22, 27, 42 ; route de Chatillon : 27 ; route de Tourny : 0 ; route de Giverny : 32 ; route de Gasny : 32. Gasny : 32, 32, 36, 42. Saint-Clair-sur-Epte : 17, 22. Gaillon, route de Villers : 22, 32. Autheuil-sur-Eure : 32, 37, 37. Gravigny : 0. Pacy-sur-Eure : 52°. Moyenne de toutes les localités précédentes : E 33° S.

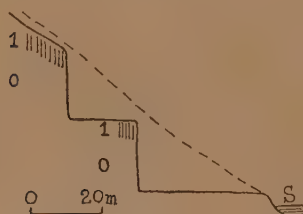


FIG. 2. — Limitation de la fissuration au voisinage immédiat de l'ancienne surface topographique naturelle (trait interrompu). Carrière de craie des Andelys, au bord de la Seine (S).

0 : Craie compacte.
1 : Craie fissurée.

Vers le bas, les fissures de la craie sont virtuelles, ne laissant aucun vide. Vers le haut, le vide atteint en moyenne 0,5 à 1 mm. Aux fissures verticales s'ajoutent parfois, surtout vers le haut, quelques fissures horizontales, moins continues et plus espacées, parallèles à la stratification ; on en distingue quelques-unes pl. XVIII, fig. 5 et 4. Les silex, s'il y en a, sont *in situ*, disposés en lits horizontaux, soulignant ainsi que la roche n'a pas été dérangée ; ils sont généralement entiers ; s'ils sont fragmentés

(Vernon, route de Tourny), les fragments sont encore accolés. Sur les fronts de taille abandonnés à l'air libre, au contraire, la fissuration descend souvent bien au-dessous de 8 m ; elle est alors imputable à l'action du gel récent, ainsi que me l'a confirmé sur les lieux un exploitant (Saint-Clair-sur-Epte).

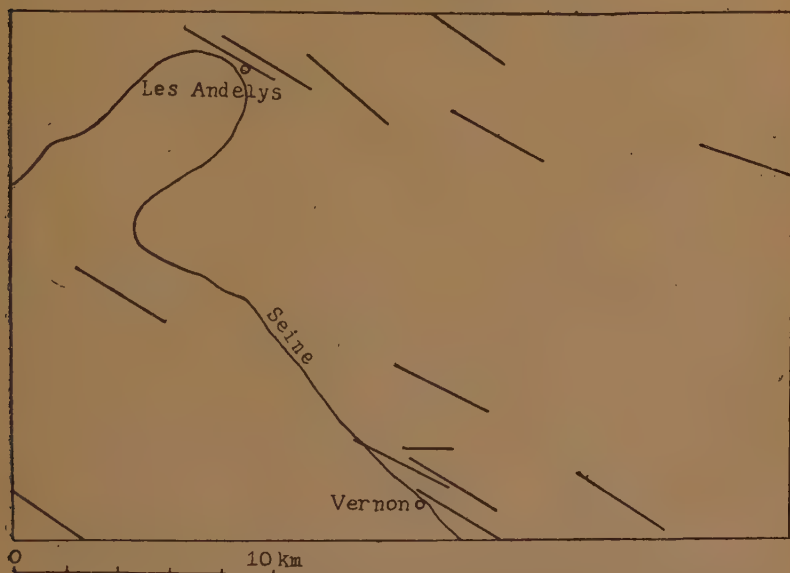


FIG. 3. — Orientation des fissures de la craie (traits rectilignes) parallèlement aux directions tectoniques, approximativement matérialisées par le cours de la Seine près de Vernon.

Un peu à l'Est de la région étudiée ici, dans la grande carrière de Précy-sur-Oise, la fissuration, particulièrement belle, descend bien, ainsi que me l'avait indiqué M. Abrard, jusqu'à 40 m de profondeur, mais seulement sur les fronts de taille abandonnés depuis 5 à 50 ans environ. Sur les fronts de taille frais, en revanche, elle est abondante seulement sur 2 à 3 m à partir du haut ; plus bas, elle devient moins dense ; en dessous de 8-10 m, elle disparaît et seules persistent quelques diaclases espacées de plusieurs mètres ; les ouvriers carriers ont bien remarqué cette répartition, qui facilite grandement l'abatage des couches supérieures ; en outre, d'après eux, le gel d'un seul hiver suffit pour commencer à écailler et fissurer superficiellement un front de taille primitivement compact.

Enfin, la fissuration signalée au fond de certains puits (M. Lutaud, renseignement verbal) ne s'observe qu'au contact de l'argile

à silex ; elle est probablement d'un type bien différent de nos fissures, bien plus irrégulier d'aspect, et imputable à la décalcification (cf. 1, fig. 1-13).

La fissuration peut affecter des strates différentes (fig. 4) ; son intensité est parfois influencée un peu par la nature de la roche.



FIG. 4. — Recouplement des strates de la craie par la fissuration (hachures). En blanc, craie compactée. Vernonnet, route de Gasny.

Les fissures décrites et figurées ici sont tout à fait distinctes des diaclases, facilement observables même dans les carrières souterraines (Vernon) et qui sont beaucoup plus écartées les unes des autres (1 à 3 m en moyenne) et affectent toute l'épaisseur de la craie, si grande soit-elle.

2. *Craie fragmentée* (Pl. XVIII, fig. 2). — Vers le haut, la craie fissurée passe, par transitions insensibles, à la craie fragmentée, qui présente les mêmes caractères, avec les différences suivantes. Les silex, encore *in situ*, sont plus souvent brisés. Les fissures horizontales deviennent plus fréquentes que les verticales ; la craie est de ce fait décomposée en fragments, de 2 à 10 cm de long, toujours très anguleux, disposés horizontalement, *in situ*, séparés par des vides étroits ou par un ciment crayeux peu épais.

3. *Conglomérat crayeux* (Pl. XVIII, fig. 2). — Il surmonte la couche précédente, à laquelle il passe par des transitions insensibles. Les fragments de craie sont plus petits (0,5 à 5 cm environ) et nettement émoussés aux angles. Les silex sont rarement



FIG. 5. — Distinction des fentes de décalcification (noir) et de la fissuration (trait fin).

Les premières, ici *exceptionnellement* fines en a, sont remplies d'argile rouge et passent à un lit d'argile à silex (S), Saint-Vigor.

entiers (Harquency), le plus souvent fragmentés à tel point qu'on peut parfois observer (Les Andelys, route de Tourny) à côté d'un gros silex brisé, un mélange de petits fragments de 3 à 5 mm de craie et de silex. Presque toujours s'observent des marques de déplacement ; il est rare que les silex soient encore disposés en lits (Vernon, route des Andelys) ; le plus souvent, les morceaux d'un même silex ne sont plus totalement contigus, mais séparés, sur une épaisseur de 1 à 3 mm, par un ciment crayeux interposé ; enfin les morceaux de craie et de silex sont quelquefois dressés verticalement. Les intervalles qu'ils laissent entre eux sont rarement vides, plus souvent remplis par un ciment crayeux. Parfois le ciment semble résulter de l'accumulation du calcaire enlevé par les eaux d'infiltration aux couches sus-jacentes (Port-Mort). En d'autres cas, il paraît être d'origine détritique : il est, en effet, formé de débris de craie dont les plus gros ont 2 à 5 mm et dont les plus fins, impalpables, sont agglomérés en une pâte et forment entre autres une mince pellicule, extrêmement fragile, autour des morceaux de craie de 2 à 6 cm ; le gel, qui fait tomber ceux-ci, respecte la pellicule (fig. 6), dont la surface interne devient alors aisément observable ; la pellicule elle-même ne s'est pas nécessairement formée par cristallisation ; car on en observe une semblable, non point calcaire, mais argilo-limoneuse, autour des morceaux de craie, dans le cailloutis du limon des Andelys. Par ses caractères, le conglomérat crayeux se rapproche, en plus consolidé, de la prêle ou grouine.

4. *Sol ou éboulis*. — Au sommet, le conglomérat crayeux est souvent meuble et passe alors à ces sols riches en débris calcaires, que les pédologues appellent rendzines. Sur certaines pentes, il est surmonté par 1 ou 2 m d'éboulis (Port-Mort ; route de Vernon à Tourny), ou bien il porte des festons ou sols striés, décrits ailleurs (2). Dans tous les cas, la couche tout à fait supérieure est souvent décalcifiée, rougeâtre et très riche en silex brisés.

II. INTERPRÉTATION.

Les caractères de la fissuration que nous venons de décrire requièrent deux sortes d'explications : l'une relative à l'orientation des fissures ; l'autre, à la fissuration elle-même.

A. Déterminisme de l'orientation des fissures.

Puisqu'elle est indépendante du niveau stratigraphique et des formes topographiques quaternaires ou actuelles, l'orientation des fissures — ainsi que leur disposition à intervalles réguliers — doit préexister, depuis longtemps, à l'état virtuel, dans toute la masse de la craie. Comme sa direction, E 30-35° S, est à peu près parallèle aux principaux accidents tectoniques de la région (fig. 3), et notamment à l'anticlinal du Bray, E 35-40° S, on peut supposer, par exemple, que les efforts tectoniques tangentiels, générateurs des plissements du Bassin parisien, ont développé dans toute l'épaisseur de la craie, perpendiculairement à leur direction, une prédisposition à la fissuration, une sorte de schistosité latente, invisible, que l'agent de la fissuration s'est borné, ultérieurement, à révéler. Quoi qu'il en soit de cette hypothèse, l'orientation des fissures, et probablement aussi leur espacement régulier, relèvent d'un phénomène interne, antérieur au Quaternaire.

B. Cause de la fissuration.

La fissuration elle-même, étant limitée au voisinage immédiat de la surface topographique quaternaire ou actuelle, relève en revanche d'un phénomène externe, ou du moins influencé par l'extérieur, et relativement récent, postérieur au Pliocène. L'action des racines des plantes est exclue par la profondeur atteinte (4 à 8 m), par l'extrême étroitesse des fissures et par leur admirable régularité. La cristallisation de sulfates et de chlorures, à partir de solutions saturées, qui intervient en pays désertique, est hors de cause ici, où on ne l'observe jamais. Restent à envisager la dissolution et le gel.

Dissolution. — Les effets en sont bien connus (1, fig. 1 à 13). Les fentes et poches de décalcification, remplies d'une argile rougeâtre, sont tantôt rapprochées, tantôt espacées de plusieurs mètres; ici, étroites de quelques millimètres, ailleurs dilatées, larges de plusieurs décimètres; ici verticales, ailleurs horizontales ou obliques, presque partout à contour sinueux ou en ligne brisée. Ainsi, par tous leurs caractères, et notamment leur moindre régularité et leur plus grande largeur, elles se distinguent au premier coup d'œil de nos fissures.

La présence d'un vide vers le haut de ces dernières n'implique

pas nécessairement dissolution : la craie, étant poreuse (environ 40 % de vides) et tendre, est particulièrement compressible et déformable ; la force qui l'a fissurée a pu la comprimer légèrement ; les expériences de Goguel (2 bis, p. 174-177 et fig. 51-54) montrent qu'une pression très modeste, de l'ordre de 70 kg. par cm², suffit pour rendre compte d'une compression permanente de 1 %, de l'ordre de celle qui s'observe dans la nature (fentes de 1 mm espacées de 100 millimètres).

En résumé, la fissuration décrite ci-dessus ne paraît pas due à la dissolution. Deux réserves, toutefois, doivent être faites. D'une part, il n'est pas exclu que la dissolution ait pu élargir un peu le haut de certaines fissures et jouer un rôle dans les couches sus-jacentes ; il en fut certainement ainsi dans le sol et les éboulis. D'autre part, exceptionnellement, et sur quelques décimètres, les fentes de décalcification peuvent avoir le même aspect que les fissures, dont elles se distinguent seulement, dans ce cas, par leur remplissage argileux rouge et leur surface luisante ; le cas ne s'est présenté qu'une fois (fig. 5), sur une centaine de carrières observées.

Gel. — Mes recherches sur la cause de la fissuration m'avaient conduit au résultat négatif que je viens d'exposer à propos de la dissolution lorsque, le gel survenant, je pus faire sur le terrain les observations suivantes.

Les morceaux de craie, épars en bordure des routes, se recouvrent d'une couche de glace fibreuse. Il ne s'agit pas seulement d'un givre, c'est-à-dire une condensation de la vapeur d'eau atmosphérique : il y a exsudation de l'eau, qui préalablement, imbibait la craie ; en effet, les fibres sont parfois incurvées, comme passées à la filière (fig. 6) à travers les pores de la craie ; ailleurs, elles ont crû en deux temps, à partir du centre (fig. 6 *b*) ;

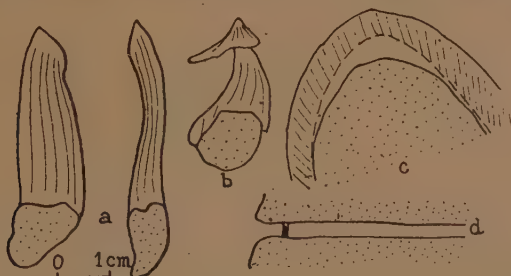


FIG. 6. — Exsudation de glace fibreuse (hachures) par des morceaux de craie (pointillé) épars sur le sol. En blanc, vides. — *a* (face et profil), *b* et *c* : Les Andelys, — *d* : Hennezis.

parfois, un décollement s'est produit (fig. 6 c) ; en quelques cas, la longueur démesurée du morceau de glace exsudé vers le haut (fig. 6 a et b) oblige à admettre qu'en même temps la craie a dû aspirer de l'eau par le bas, dans le sol. Le phénomène paraît lié à la porosité de la craie : je ne l'ai pas observé sur les silex. Fait fondamental, il est susceptible de provoquer des fragmentations, saisies sur le vif (fig. 6 d).

Nous dirigeant alors au front des carrières, nous y faisons des observations du même ordre. De la glace remplit de nombreuses fissures de la craie fissurée et de la craie fragmentée. Ici encore, il s'agit bien de glace exsudée par la craie : la fig. 7 le montre.

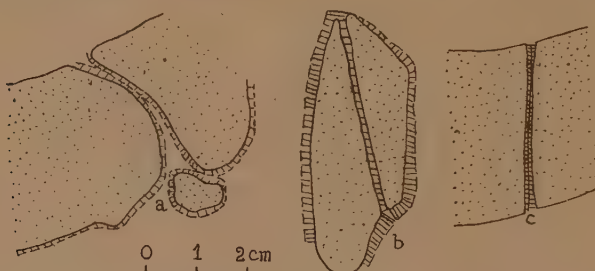


FIG. 7. — Exsudation de glace fibreuse (hachures) par des morceaux de craie (pointillé) en place dans le conglomérat crayeux. Les Andelys.

En a et b, la glace exsudée a soulevé la pellicule de boue crayeuse (trait interrompu, qui recouvrait les morceaux de craie. En a, les intervalles entre les morceaux sont demeurés vides. Au milieu de b et c, une fracture récente, sans pellicule, remplie de glace. En c, on distingue même, juste au milieu, la limite entre les glaces exsudées par chacun des deux morceaux.

L'efficacité du processus est attestée par la chute et même la projection bruyante de fragments, rendant dangereux l'accès de certaines grandes carrières. On sait par ailleurs que la pression développée par l'eau, lorsqu'elle gèle, peut atteindre la valeur élevée de 150 kg par cm^2 (3) ; or, nous avons vu que, d'après les expériences de Goguel (2 bis), il suffit d'une pression deux fois moindre pour rendre compte de l'ordre de grandeur des déformations permanentes effectivement enregistrées par la craie (1 %). Dès lors, il n'est pas interdit de voir dans le gel la cause déterminante de l'élargissement des fissures (cf. aussi 4).

Mais de nos jours le gel ne descend guère au-dessous de 40 cm de profondeur. La fissuration, descendant bien plus bas, jusqu'à 4-8 m environ, implique un gel bien plus profond et par suite un sol perpétuellement gelé, un *tjäle*, tel qu'il en existe présentement dans les régions arctiques et qu'il a pu en exister en France lors des phases quaternaires.

C. Autres effets imputables au gel quaternaire.

L'hypothèse du gel quaternaire permet en outre d'expliquer les autres aspects observés. Les cassures des silex, si constantes dans les couches supérieures, lui seraient dues en partie : même lorsqu'elles dépassent 2 ou 3 cm, on n'y observe ni bulbe de percussion, ni ondulations concentriques, ce qui exclut une fracturation par choc (5). Le conglomérat crayeux, lors du dégel annuel, devait avoir la consistance d'une pâte boueuse ; ainsi s'explique que les éléments aient pu en être dressés verticalement et que les fragments d'un même silex y soient souvent disjoints, la boue crayeuse ayant juté dans l'intervalle. Sur les pentes, le conglomérat crayeux a porté, par places, des festons qui paraissent bien être des sols striés (Romanovsky et Cailleux, *loc. cit.*) et, de même que les éboulis, il a dû couler (solifluxion) ; ainsi s'expliquerait qu'à son contact les fissures sous-jacentes soient si constamment infléchies dans le sens de la pente (fig. 1).

De tels dérangements des couches sont peu explicables dans les conditions actuelles, où l'effet des labours ne descend pas au delà de 60 cm environ et où les dépôts de pente sont comme figés, en tout cas beaucoup moins mobiles en fait qu'on ne l'admet parfois implicitement. Comme la fissuration, les dérangements paraissent plutôt relever du gel intense qui s'est exercé lors des phases glaciaires quaternaires et se rangent ainsi parmi les effets de la cryoturbation.

CONCLUSION.

En nos régions, la cryoturbation quaternaire avait été décrite, jusqu'ici, sur des formations détritiques meubles récentes. Nous venons de voir qu'elle s'est manifestée sur la craie du Vexin normand. Peut-être a-t-elle joué aussi un rôle important dans la décomposition superficielle d'autres roches cohérentes anciennes (Pl. XVIII, fig. 3).

OUVRAGES CITÉS

- (1) BRAJNIKOV B. — Recherches sur les formations dites « Argile à silex » dans le Bassin de Paris. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, X, 1, p. 1-90, 19 fig., et X, 2, p. 109-130, 6 fig., 6 pl., 1 carte, Paris, 1937.

- (2) EMERSON F. V. — Agricultural geology, 1 vol., New-York, J. Wiley and sons, 1928, 377 p. ; cf. p. 86.
- (2 bis) GOGUEL Jean. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte Géol. Fr.*, p. 1-514, 177 fig., 1 pl., Paris, 1943.
- (3) LEFFINGWELL K. DE. — Ground-ice wedges, the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Journ. Geol.*, 23, p. 633-654, Chicago, 1915.
- (4) PEI Wen Chung. — Le rôle des phénomènes naturels dans l'éclatement et le façonnement des roches dures utilisées par l'homme préhistorique. *Rev. géogr. phys. et Géol. dyn.*, IX, 4, 19 fig., 12 pl., Paris, 1936.
- (5) ROMANOVSKY V. et André CAILLEUX. Festons au sommet de la craie de Normandie. *B. S. G. F.*, (5), XIII, 1943.
-

LÉGENDE DE LA PLANCHE XVIII

- FIG. 1. — Fragments de calcaire redressés par cryoturbation à la base du sol. Les Tiltiers (Eure).
- FIG. 2. — Craie fragmentée surmontée par le conglomérat crayeux (foncé). Harquency, route de Richeville (Eure).
- FIG. 3. — Fragments redressés par cryoturbation au sommet du Calcaire grossier lutétien. La matrice est faite de très menus fragments du même calcaire grossier. Créteil (Seine).
- FIG. 4. — Craie fissurée. Environs des Andelys (Eure).
- FIG. 5. — Craie fissurée. Harquency, route de Richeville (Eure).
-

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

RAPPORT DE LA COMMISSION DE COMPTABILITÉ

EXAMEN DES COMPTES DE 1943.

A. — BUDGET DE LA SOCIÉTÉ

Le bilan que nous vous présentons pour l'année 1943 est encore déficitaire, bien que les recettes aient sensiblement augmenté, du fait de la cotisation à 150 frs ; mais les frais d'impression ont aussi considérablement augmenté au cours de l'année, et la Société Géologique ne peut maintenir ses publications que grâce à la subvention du Centre National de la Recherche Scientifique.

Les Comptes de l'exercice 1943 se présentent de la façon suivante :

Recettes. — 272.566 fr. 16 dont 155.042 fr. 16 encaissés et 113.274 restant à percevoir, 4.250 fr. ayant été reçus en 1942.

Dépenses. — 286.338 fr. 08 se décomposant comme suit :

Frais généraux.....	85.203,80
Frais de publications.....	170.092,80
Divers.....	11.041,48
Créances douteuses.....	<u>20.000,00</u>
	286.338,08

L'exercice 1943 se solde donc par un déficit de 13.771 fr. 92.

Les recettes en trésorerie ont été de 293.844 fr. 16 desquels il faudrait déduire 17.700 fr. de cotisations à vie qui devraient être transformées en Capital, soit 276.144 fr. 16 seulement pour les recettes.

Les dépenses en Trésorerie se sont élevées à 215.334 fr. 83, ce qui laisse une augmentation de Trésorerie de 60.809 fr. 33 due au fait qu'il reste à payer plusieurs bulletins.

Projet de budget 1944. — Étant donné les augmentations constantes, il est difficile d'établir un projet de budget, néanmoins, en tenant compte des renseignements que nous avons pu recueillir, nous vous soumettons le projet ci-dessous (p. 522).

COMPTÉ GÉNÉRAL SOCIÉTÉ

Opérations 1943.

Recettes		Dépenses	
Revenus titres.....	16.050,31	Publications :	
Cotisations.....	102.150 —	C. R. somm.....	27.338,15
Ventes et abonn ^{ts} :		Bulletins.....	104.643,10
Bulletins : abonn ^{ts} ..	15.740 —	Mémoires.....	33.043,55
ventes....	25.626,30	Bandes pour expéd..	1.068 —
Mém. : Souscript....	6.693 —	Réimpression.....	— —
ventes....	27.877,20	Loyer, chauff., éclair..	19.298,50
Ventes diverses.....	6.592,50	Impôts, assurances...	7.021,50
Subvention.....	50.000 —	Assurance Accidents..	1.456,30
Recettes diverses....	1.686,30	Ass. soc. et compens..	1.730 —
Compte d'ordre.....	7.650,55	Ports divers.....	1.738,45
Contrib. auteurs :		Bibliothèque, fi c h e s	
Bulletins.....	500 —	reliures, mobilier...	3.350 —
Mémoires.....	12.000 —	Secrétariat, frais de	
	272.566,16	bureau, téléphone..	50.609,05
Solde débit. exercice	13.771,92	Taxes de transact....	1.553,30
	286.338,08	Achats à Bibliogr....	4.000 —
		Dépenses diverses....	1.835,18
		Compte d'ordre.....	6.653 —
		Fondat. Boiton.....	1.000 —
		Créances douteuses...	20.000 —
			286.338,08

Situation fin 1943.

Crédit		Débit	
Solde créd. exercice..	—	Solde débit. exercice..	13.771,92
Cotisations à vie.....	17.700	Règlm. comptes clos.	13.275,95
Recettes exception....	1.000	Compte d'ordre :	—
Règlm. comptes clos.	—		27.047,87
	18.700		
Dimin. actif dispon...	8.347,87		
	27.047,87		

PROJET DE BUDGET 1944

Opérations 1944.

Recettes		Dépenses	
Revenus titres.....	16.000 —	Publications :	
Cotisations.....	100.000 —	C. R. somm.....	40.000 —
Ventes et abonn ^{ts} :		Bulletins.....	120.000 —
Bulletin : Abonn ^{ts} ..	14.000 —	Mémoires.....	30.000 —
Ventes ...	20.000 —	Loyer, chauffage, éclai-	
Mém. : Souscript....	10.000 —	rage.....	22.000 —
Ventes.....	25.000 —	Impôts, assurances...	6.000 —
Ventes diverses.....	5.000 —	Ports divers.....	4.000 —
Subventions.....	50.000 —	Biblioth., fiches, reliure	3.000 —
Recettes diverses.....	2.000 —	Secrétariat, frais de bu-	
	242.000 —	reau, téléphone....	60.000 —
Contributions auteurs.	10.000 —	Dépenses diverses....	3.000 —
	252.000 —		288.000 —
Solde débiteur.....	36.000 —		
	288.000 —		

COMPTE BIBLIOGRAPHIE**Opérations 1943.**

Recettes		Dépenses	
Subventions.....	18.880, —	Secrétariat 1944.....	12.000, —
Souscriptions.....	6.320, —	Impression, t. XIII....	16.000, —
Ventes.....	6.093, —	Cotisations Fédération.	200, —
Achats par Soc. Géol.	4.000, —	Remises sur ventes...	609,30
			<u>28.809,30</u>
		Solde crédit. exercice.	6.483,70
	<u>35.293, —</u>		<u>35.293,00</u>

Situation fin 1943.

Crédit		Débit	
Solde crédit. exercice.	6.483,70	Comptes clos.....	23
		Diminution du déficit.	6.460,70
			<u>6.483,70</u>

COMPTE PRIX**COMPTES AFFECTÉS****Opérations 1943.**

Recettes		Dépenses	
Revenus.....	6.665	Prix et Médailles.....	1.108, —
		Fondation.....	3.000 —
		Droits de garde.....	161,29
			<u>4.269,29</u>
		Solde crédit. exercice.	2.395,71
			<u>6.665,00</u>

COMPTE DE GESTION**Opérations 1943.**

Recettes		Dépenses	
Revenus.....	146,85	Circulaires, affranchis.	86
Solde débit. exercice..	19,15	Contrib. Soc. géolog..	80
	<u>166,00</u>		<u>166</u>

Il résulte de ces prévisions que le maintien de la subvention du Centre national de la Recherche scientifique est absolument vital pour la Société. En admettant que cette subvention nous soit accordée pour 1944, nous aurons encore un déficit de 36.000 fr.

L'examen de la comptabilité a permis à la Commission de constater la tenue très régulière des comptes et toutes explications demandées ont été fournies.

La Commission propose donc d'approuver les comptes qui sont présentés et qui sont conformes aux livres et de remercier notre Trésorier de sa gestion.

Pour la commission de Comptabilité,

J. GANDILLOT.

TABLE

DES NOTES ET DES MÉMOIRES CONTENUS

DANS LE VOLUME XIII DU BULLETIN (1943)

	Pages
H. Parent. — Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères.....	3
J. Durand et E. Raguin. — Sur la structure du massif du Maubermé dans les Pyrénées ariégeoises (2 fig.).....	9
Georges Dubois et M^{me} Camille Dubois. — Notes paléontologiques sur le Tonnellet des Tourbières (<i>Amphitrema flavum</i> ARCHER) (11 fig.).....	21
Colette Dechaseaux. — Nouvelles observations sur <i>Caprinula cedrorum</i> BLANKENHORN (7 fig.).....	37
Jacques Lachasse. — Contribution à l'étude des Spongiaires fossiles du Campanien des Charentes (Pl. I et II, 9 fig.).....	43
Carlos Teixeira. — Sur la faune limnique du Stéphanien moyen du Nord du Portugal (Pl. III, fig. 1-5).....	67
Carlos Teixeira. — Sur l' <i>Estheria Borgesi</i> , nouvelle espèce du Karroo du Mozambique portugais (Pl. III, fig. 6-7).....	71
Louis Dangeard. — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier, sur ceux du Perche et du Haut-Maine (1 carte).....	73
V. Romanovsky. — Oscillations de rivage et bathymétrie dans la région sud de la Baie du Roi (Spitzberg) (Pl. IV, 4 fig.).....	81
Pierre Pruvost. — Filons clastiques (Pl. V, 3 fig.).....	91
P. Lapadu-Hargues. — Sur les schistes cristallins de la région de Marvejols (Lozère) (1 carte).....	105
Maxime Lamotte et Pierre Routhier. — Monographie géologique du mont Nimba. Contribution à l'étude du Birrimien d'A. O. F. (Pl. VI, 2 fig.)....	113
André Cailleux. — Distinction des sables marins et fluviaux (7 fig.).....	125
Gilbert Mathieu. — Sur les Rhyolites et les Granites prévarisques en Normandie et en Vendée (3 fig.).....	139
Pierre A. Gillard. — Sur quelques végétaux des grès infraliasiques de la cote 214, Hiesse (Charente).....	153
A. Chavan et J. Coatmen. — Étude paléontologique et stratigraphique du havre de Blainville-sur-Mer (Manche) (5 fig.).....	159
V. Romanovsky et A. Cailleux. — Festons au sommet de la craie de Normandie (2 fig.).....	177
Jean Roger. — Sur le groupe de <i>Flabellipecten flabelliformis</i> . Signification du terme « Groupe » (Pl. VII, 4 fig.).....	181
G. Gardet. — Faciès à Polypiers du Bajocien supérieur (Dubisien) de l'Est de Toul (Meurthe-et-Moselle) (2 fig.).....	193
Paul Falot. — JEAN-PIERRE-VICTOR LACOSTE (4 juin 1901-9 janvier 1942) (1 portrait)	207
Jacques Bourcart. — ANDRÉ DE MEYENDORFF (1918-1942).....	219
G. Garde. — Les anciens volcans des Côtes de Clermont, du puy de Chanturgue et du puy de Var (près de Clermont-Ferrand) (5 fig.).....	223
H. Parent. — Faciès et divisions du Cénomanien des Alpes-Maritimes.....	231
Dominique Reyre. — Les faciès du Séquanien dans le Nord de la Nièvre (1 fig.).....	241
Jean Goguel. — Dislocations dans le Quaternaire de Bellegarde (Ain) (Pl. VIII).....	261

Jean Letourneur. — Recherches sur les formations post-primaires de la vallée de la Saoura (3 fig.).....	263
Pierre Maubeuge. — La base du Bajocien supérieur des environs de Nancy.	275
C. Arambourg. — Notes préliminaires sur quelques Poissons fossiles nouveaux (Pl. IX et X).....	281
Gilbert Ranson. — Observations sur quelques Ostréidés actuels et fossiles (Pl. XI).....	289
Pierre Marie. — Sur un Foraminifère nouveau du Crétacé supérieur marocain (6 fig.).....	295
Yvonne Gubler et A. Vatan. — Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés (Pl. XII et XIII, 1 fig., 2 tabl.).....	299
Pierre Maubeuge. — Seconde note sur la base du Bajocien supérieur des environs de Nancy (1 tabl.).....	333
Maurice Dreyfuss. — Une carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison (1 fig.).....	339
J. Piétrisson de Saint-Aubin. — Note sur la craie du département de l'Aube.....	343
D. Schneegans et P. Michel. — Le front nord-pyrénéen entre le Salat et l'Adour (6 fig.).....	351
Jean Goguel. — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence (Pl. XIV, 4 fig.).....	367
L. et J. Morellet. — Les <i>Caecidae</i> éocènes du Bassin de Paris, du Cotentin et de la Bretagne (13 fig.).....	383
Georges Deicha. — Réduction des masses inférieures du gypse vers l'Ouest du bassin tertiaire parisien.....	395
Antoine Bonte. — Observations sur l'Eurite de la Serre (Jura) (4 fig.).....	403
Louis Glangeaud. — Évolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique (10 fig.).....	419
P.-H. Fischer. — La répartition actuelle des Mollusques marins envisagée comme base d'appréciation pour les géologues.....	441
G. Lecointre et F. Douvillé. — Le sous-sol de la plaine alluviale du Véron (Indre-et-Loire) (6 fig.).....	458
Boris Brajnikov et Solange Duplaix. — Quelques données et problèmes de Lithologie sédimentaire dans le bassin parisien (6 fig., 2 tabl.).....	473
M^{me} S. Defretin. — Étude pétrographique du Lignite cénomanien de Saint-Paulet (Gard) (Pl. XV et XVI).....	489
Georges Deflandre. — Sur quelques nouveaux Dinoflagellés des silex crétacés (Pl. XVII, 27 fig.).....	499
André Cailleux. — Fissuration de la craie par le gel (Pl. XVIII, 7 fig.).....	511
Rapport de la Commission de Comptabilité.....	521
Table du Tome XIII.....	525

DATES DE PUBLICATION DES FASCICULES QUI COMPOSENT CE VOLUME :

Fascicules 1-3 (Feuilles	1-7, pl. I-V)	décembre 1943.
— 4-6 (—	8-18, pl. VI-X)	juillet 1944.
— 7-9 (—	19-33, pl. XI-XVIII)	mars 1945.

TABLE ALPHABÉTIQUE

DES MATIÈRES ET DES AUTEURS

du Bulletin et du Compte Rendu sommaire
des Séances de la Société Géologique de France
5^e série, tome XIII, année 1943

Les renvois aux pages du Bulletin sont en chiffres gras, les chiffres ordinaires maigres se rapportent aux pages du Compte Rendu sommaire.

A

ABRARD (René). Sur l'origine du pou-
dingue lutétien de Thionville-sur-
Obton (S.-et-O.), 29. — Obs. à la
comm. de M. G. DEICHA, 46. — Exis-
tence d'un système de failles rayon-
nantes dans le Bassin de Paris, 65. —
Sur le Lutétien de Feucherolles
(Seine-et-Oise), 108. — Sur la répar-
tition stratigraphique d'*Orbitolites*
complanatus Lk., 178.

Afrique Occidentale Française. P. ROU-
THIER et M. LAMOTTE, 82, 113.

Aiguilles d'Arves. R. BARBIER, 214.

Ain. J. GOGUEL, 146, 261.

Aibien. J.-P. et P. DESTOMBES, 204.

Algérie. P. ROUTHIER, 54. — J. LETOUR-
NEUR, 111, 263.

ALIMEN (M^{lle} H.). Obs. à une comm. de
M. DENIZOT, 113.

Allocution. L. BARRABÉ, 4, 121. — J.
BOURCART, 5.

Alpes. R. BARBIER, 22. — L. MORET et
L. HÉRENGER, 38, 49.

Alpes-Maritimes. H. PARENT, 60, 141,
231. — J. GOGUEL, 107. — A. FAURE-
MURET, 194. — P. FALLOT, 195.

Amphitrema flavum. G. DUBOIS et
M^{me} C. DUBOIS, 22, 21.

Analyse pollinique. G. DUBOIS et M^{me}
C. DUBOIS, 100, 152.

Anhydrite. G. DEICHA, 144.

Aquitaine. R. BARBIER, M^{me} Y. GUBLER,
M. LYS, V. PÉRÉBASKINE, 85. — P.

MARIE, 95. — F. ELLENDERGER, 196.

Aquitainien. H. TINTANT, 71.

ARAMBOURG (C.). Présentation d'un
squelette de Reptile Anomodonte
nouvellement monté dans la Galerie
de Paléontologie du Muséum, 146. —
Notes préliminaires sur quelques
Poissons fossiles nouveaux, 151, 281
(pl. IX et X). — Prés. d'ouvr., 180.
— Les Poissons tertiaires de la Méso-
gée, 183.

Araxe (chaîne de l'). P. BONNET, 201.

Ardèche. L. BARRABÉ, 147.

Ardennes. G. GARDET, 188.

Ariège. M. CASTERAS et E. RAGUIN, 59.

— Y. GUBLER et A. VATAN, 166, 299.

— R. BARBIER, 166.

ASTRE (Gaston). L'érosion par débâcles
des seuils rocheux en molasses stam-
piennes, 139. — Débris de Rudistes
dans le Cénomanien des sondages des
Petites Pyrénées, 172. — Présence de
Petalodontia dans le Cénomanien en
profondeur sous les Petites Pyré-
nées, 200.

Aube. J. PIETRESSON DE SAINT AUBIN,
198, 343.

AUBERT (G.). Observations sur le limon
de Feucherolles (Seine-et-Oise), 159.

Aude. Y. GUBLER, 96. — M. DREYFUSS,
178, 339.

B

Bajocien. P. MAUBEUGE, 32, 150, 275,
170, 333. — G. GARDET, 111, 193.

BARBIER (Reynold). L'âge des schistes
de La Bagnaz, 22. — Observations
géologiques dans la région de Mou-
tiers (Savoie), 149. — L'âge des

- schistes de Coumo-Cabo, près Luzenac (Ariège), 166. — Voir D. SCHNEEGANS, 170. — L'âge du Flysch des Aiguilles d'Arves et du Grès d'Annot, 214.
- BARBIER (R.), M^{me} Y. GUBLER, M. LYS, V. PÉRÉBASKINE. A propos des faunes de Foraminifères du Crétacé supér. en Aquitaine, 85.
- BARRABÉ (L.). Allocution, 4, 121. — Sur la présence de Muschelkalk fossilifère dans les Corbières orientales, 8. — Allocution, 121. — Prés. d'ouvr., 141. — Sur un travertin tertiaire à végétaux des environs de Vagnas (Ardèche), 147. — Sur un nouveau bassin stéphanien de la bordure orientale du massif de Mouthoumet, 184.
- Bartonien. A.-F. de LAPPARENT, 17.
- Bassin de l'Adour. P. MARIE, 10.
- Bassin de Paris. R. ABRARD, 29, 46, 65, 108. — G. DEICHA, 45, 47, 198, 395. — L. DANGEARD, 57, 73. — P. LAMARE, 77. — A. RIVIÈRE, 92. — A. F. de LAPPARENT, 109. — G. DENIZOT, 111. — A. CAILLEUX, 140. — L. MORELLET, 157. — G. AUBERT, 159. — M. LERICHE, 169. — L. et J. MORELLET, 196, 383. — B. BRAJNIKOV et S. DUPLAIX, 206, 473.
- Bathymétrie. V. ROMANOVSKY, 67, 81.
- Bélemnites. P.-A. GILLARD, 157.
- BERTRAND (Léon). Obs. à une comm. de M. BARRABÉ, 10. — Prés. d'ouvr., 13. — Sur le rôle des glissements tangentiels par gravité et des décollements dans la tectonique provençale, 24.
- BIGOT (A.). Rapport sur l'attribution du Prix Fontannes à M. MATHIEU, 125. — Prés. d'ouvr., 142.
- Biologie. J. PIVETEAU, 131. — P.-H. FISCHER, 204, 441. — C. DECHASEAUX, 212.
- Blainville-sur-Mer (Manche). A. CHAVAN et J. COATMEN, 108, 159.
- BLAIS (P.). Prés. d'ouvr., 106.
- BLANCHARD. Obs. à la comm. de M. PAQUE, 135.
- BLONDET (Henri), Nécrologie, 123.
- BONNET (Pierre). Description géologique de la Transcaucasie méridionale (chaînes de l'Araxe moyen), 204.
- BONTE (Antoine). Sur la présence du Lias inférieur le long de la bordure sud-orientale du Massif de la Serre, 23. — Le rôle du sel dans la tectonique du Jura, 34. — Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique, 98. — Age et structure du gisement de lignite du Grand-Denis (Doubs), 174. — Observations sur l'Eurite de la Serre (Jura), 202, 403 (4 fig.). — Influence des glissements dans la morphologie de la rive gauche de l'Ognon, entre Venise et Châtillon-le-Duc (Doubs), 210.
- BORDET (P.). Observations sur le Permien des environs de Roquebrune-sur-Argens (Var), 63.
- BOULE (Marcellin). Nécrologie, 121.
- BOURCARTE (J.). Allocution, 5. — Prés. d'ouvr., 15, 181. — Obs. à la comm. de M. RIVIÈRE, 94. — Notice nécrologique sur André de MEYENDORFF, 130, 219.
- BRAJNIKOV (B.). — Prés. d'ouvr., 104.
- BRAJNIKOV (Boris) et Solange DUPLAIX. Quelques données et problèmes de lithologie sédimentaire dans le Bassin parisien, 206, 473 (6 fig.).
- Bretagne. A. PHILIPPOT, 51, 62. — Y. MILON et P. HEGÈR, 84. — V. ROMANOVSKY, 102.
- BRUET (Ed.). Prés. d'ouvr., 28, 56.
- BUISSON (M.). Prés. d'ouvr., 27.

C

- Caecidae. L. et J. MORELLET, 196, 383.
- CAILLEUX (A.). Distinction des sables marins et fluviaux, 82, 125 (7 fig., 3 tabl.). — Prés. d'ouvr., 104. — Observations relatives à une note de M. RIVIÈRE sur certains grès et sables du Bassin parisien, 140. — Fissuration de la craie par le gel, 511 (pl. XVIII, 7 fig.).
- CAILLEUX (A.), voir V. ROMANOVSKY, 109, 177.
- Calcaires à Polypiers de Husson. P. MAUBEUGE, 32.
- Cantal. J. ROUX, 115.
- Caprinula cedrorum. C. DECHASEAUX, 56, 37.
- CARPENTIER (A.). Notes paléobotaniques, 154.
- CASTERAS (J.) et E. RAGUIN. Seconde note sur les schistes de la bordure nord du massif de Castillon (Ariège), 59.
- Cénomaniens. H. PARENT, 60, 141, 231.
- CERVEIRA (A.). Prés. d'ouvr., 105.
- CHAPUT (Ernest). Nécrologie, 89.
- Charentes. J. LACHASSE, 47, 43. — P.-A. GILLARD, 103, 153, 157.

- CHAVAN (A.). Procès-verbal de la réunion extraordinaire à Grignon, 76. — Observations sur la structure des côtes et sur les impressions musculaires des *Glycymeris*, 90 (3 fig.). — Obs. à une comm. de M. DENIZOT, 113.
- CHAVAN (A.). et J. COATMEN. Étude paléontologique et stratigraphique du havre de Blainville-sur-Mer (Manche), 108, 159 (5 fig.).
- CHRISTOL (Lucienne). Sur la stratigraphie des environs de Rosans (Hautes-Alpes), 43.
- Cirrhipèdes*. P. MAUBEUGE, 98, 161.
- Clydoniceras*. G. GARDET, 188.
- COATMEN (J.). Voir A. CHAVAN, 108, 159.
- COIN (L.). Prés. d'ouvr., 15.
- Coleites*. P. MARIE, 19.
- Commission de comptabilité*, 521.
- Corbières*. L. BARRABÉ, 8, 184.
- CORROY (G.). Prés. d'ouvr., 143.
- Corse. G. DENIZOT, 35, 47, 131.
- COUVREUR (Maurice). Prés. d'ouvr., 230.
- Craie. J. PIÉTRESSON DE SAINT-AUBIN, 198, 343. — A. CAILLEUX, 511.
- Crétacé. L. MORET et L. HÉRENGER, 38, 49. — J. GOGUEL, 107. — Y. GUBLER et A. VATAN, 166, 299. — J. SORNAY, 168. — A. FAURE-MURET, 194. — P. FALLOT, 195.
- CUVILLIER (J.). Présence de l'Éocène inférieur dans l'anticlinal de Tercis (Landes), 57. — Prés. d'ouvr., 164. — Sur quelques Foraminifères du Crétacé supérieur des Landes, 208.
- D
- DAGUIN (F.). Sur un affleurement stampien de la rive droite de l'Adour en amont de Dax (Landes), 155.
- DANGEARD (L.). Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier, sur ceux du Perche et du Haut-Maine, 57, 73 (1 fig.).
- DECHASEAUX (Colette). Nouvelles observations sur *Caprinula cedrorum* BLANKENHORN, 56, 37 (7 fig.). — La notion d'inversion ne peut s'appliquer aux Rudistes, 67. — Prés. d'ouvr., 75. — Contribution à l'étude de la biologie des Rudistes (2^e note), 212.
- DEFLANDRE (G.). Prés. d'ouvr., 202. — Sur quelques nouveaux Dinoflagellés des silex crétacés, 206, 499 (pl. XVII, 27 fig.).
- DEFLANDRE (G.) et M^{me} M. DEFLANDRE-RIGAUD. Constitution et diffusion d'un fichier micropaléontologique général, 186. — Prés. d'ouvr., 202.
- DEFRETIN (M^{me} S.). Étude pétrographique du lignite de Saint-Paulet (Gard), 208, 489 (pl. XV et XVI).
- DEICHA (G.). La basse masse du gypse en forêt de l'Isle-Adam, 45. — Prés. d'ouvr., 88. — Les conséquences de l'interprétation erronée des travaux de Van't Hoff sur le gypse et l'anhydrite marins, 144. — Réduction des masses inférieures du gypse vers l'Ouest du Bassin tertiaire parisien, 198, 395.
- DELAUNAY (P.). Prés. d'ouvr., 106.
- DELPEY (Geneviève). Histoire des Échinodermes jusqu'au Dévonien inférieur, 57.
- DEMAÏ (André). Prés. d'ouvr., 75, 88, 117.
- DENIZOT (G.). Sur la stratigraphie de Saint-Florent (Corse), 35. — Sur la tectonique de Saint-Florent (Corse), 47. — Sur l'Oligocène de la Région parisienne en réponse à M^{lle} Alimen, 111. — La tectonique corse et le problème des schistes lustrés, 131.
- DESPUJOLS (P.). Prés. d'ouvr., 141.
- DESTOMBES (J.-P. et P.). Sur l'Albien supérieur de Wissant (Pas-de-Calais), 204.
- Dinoflagellés*. G. DEFLANDRE, 206, 499.
- Doubs. A. BONTE, 174, 210.
- DOUVILLÉ (Fr.). Voir G. LECOINTRE, 206, 458 (6 fig.).
- DREYFUSS (Maurice). Sur des mouvements antéburdigaliens autour du pointement crétacé de Cézan-Lavardens (Gers), 113. — Une carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison, 178, 339 (1 fig.).
- Drôme. P.-R. Giot, 69.
- DUBOIS (Georges). Sommaire de la micrographie pratique des tourbes françaises, 152.
- DUBOIS (Georges) et M^{me} Camille DUBOIS. Notes paléontologiques sur le Tonnelet des Tourbières (*Amphitrema flavum* ARCHER), 22, 21 (11 fig.). — Données pollenanalytiques sur des tourbes du Marais-Vernier et transgression flandrienne en basse Seine, 100. — Tourbes et transgression flandrienne en basse Orne, 116.
- DUPLAIX (Solange). Voir B. BRAJNJKOV, 206, 473.

DURAND (J.) et E. RAGUIN. Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises, 21, 9 (2 fig.).
 DURAND-DELGA (Michel). Voir B. GÈZE, 190, 198.

E

Elephas. A. PAQUE, 133, — J. BLANCHARD, 135.
 ELLENBERGER (F.). Sur la tectonique de la bordure orientale de l'Aquitaine, 196.
 Éocène. J. CUVILLIER, 57, — P.-R. GIOT, 137.
 Érosion. G. ASTRE, 139.
Estheria Borgesi. C. TEIXEIRA, 56, 71.
Eurite. A. BONTE, 202, 403.

F

FABRE (Suzanne). Prés. d'ouv., 15.
 FALLOT (Paul). Prés. d'ouv., 73, — Notice nécrologique sur Jean LACOSTE, 130, 207 (1 portr.) — Obs. à une comm. de M^{lle} FAURE-MURET, 195.
Faluns. G. LECOINTRE, 81.
 FAURA I SANS (Marian). Nécrologie, 122.
 FAURE-MURET (Anne). Sur le Crétacé inférieur de la Serre de l'Ardret et du Massif du Mounier, 194.
Fère-en-Tardenois (Aisne). A.-F. de LAPPARENT, 17.
Feucherolles. P. LAMARE, 77, — R. ABRARD, 108, — G. AUBERT, 159.
 FEUGUEUR (L.). Note préliminaire sur les dépôts quaternaires dans le Vexin français, 150.
Fichier micropaléontologique, G. DEFLANDRE et M^{me} M. DEFLANDRE-RIGAUD, 186.
Filons clastiques. P. PRUVOST, 82, 91.
Finistère. A. PHILIPPOT, 206.
 FISCHER (Paul-Henri). La répartition actuelle des Mollusques marins comme base d'appréciation pour les géologues, 204, 441.
Flabellipecten flabelliformis. J. ROGER, 111, 181.
Foraminifères. R. BARBIER, M^{me} Y. GUBLER, M. LYS, V. PÉRÉBASKINE, 85. — P. MARIE, 95, 110, 161, 295. — Y. GUBLER, 96. — J. CUVILLIER, 208.
 FRANCIS-BOEUF (Cl.). Prés. d'ouv., 15, 104.
 FURON (Raymond). Prés. d'ouv., 56.

G

Gard. M^{me} S. DEFRETIN, 208, 489.
 GARDE (G.). Les anciens volcans des Côtes de Clermont, du puy de Chanturgue et du puy de Var (près Clermont-Ferrand), 137, 223 (5 fig.).
 GARDET (G.). Faciès à Polypiers du Bajocien supérieur (Dubisien) de l'Est de Toul (Meurthe-et-Moselle), 111, 193 (2 fig.). — Sur deux *Clydoniceras* du Bathonien lorrain et ardennais, 188.
 GEORGE (Pierre). Prés. d'ouv., 181.
 GERS. M. DREYFUSS, 113.
 GÈZE (Bernard). Sur les exploitations récentes des phosphorites du Quercy, 30. — Prés. d'ouv., 118.
 GÈZE (Bernard) et Michel DURAND-DELGA. Observations stratigraphiques sur le massif de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne), 190. — Observations tectoniques sur le massif de la Grésigne (Tarn et Tarn-et-Garonne), 198.
 GIGNOUX (M.). Prés. d'ouv., 88, 119.
 GILLARD (Pierre-A.). Sur quelques végétaux des grès infraliasiques de la cote 214 près Hiesse (Charente), 103, 153. — Sur la présence de Bélemnites (*B. mucronata* SCHLOTH.) dans l'Aturien supérieur de la Charente, 157.
 GILLET (M^{me} S.). Prés. d'ouv., 180.
 GIOT (P.-R.). Observations sur l'extension et la composition des terrains oligocènes dans le Royans (Isère et Drôme), 52. — Sur l'existence au Tertiaire inférieur d'un relief géographique séparant le domaine subalpin et la région rhodanienne dans le N. de la Drôme, 69. — Observations sur l'Éocène et le Sidérolithique du Royans (Isère et Drôme), 137.
 GLANGEAUD (L.). Évolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique, 193, 419 (10 fig.).
Glissements de terrain. L. MORET, 91. — A. BONTE, 210.
Glycymeris. A. CHAVAN, 90.
 GOGUEL (Jean). Prés. d'ouv., 88, 142, 163. — Le Crétacé du versant nord du Cheiron (Alpes-Maritimes), 107. — Dislocations dans le Quaternaire de Lancrans, près Bellegarde (Ain), 146, 261 (pl. VIII). — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence, 193, 367 (4 fig., pl. XIV).

- Graptolites*. A. PHILIPPOT, 51, 62, 206.
Grès. A. RIVIÈRE, 92, 135.
Grès d'Annot. R. BARBIER, 214.
Grèsigne (Massif de la). B. GÈZE et M. DURAND-DELGA, 190, 198.
Grignon. P. LAMARE, 77.
Gubler (M^{me} Y.). Voir R. BARBIER, 85.
 — Remaniement d'une microfane du Crétacé supérieur dans le Lutétien de Trésiers (Aude), 88, 96. — Prés. d'ouvr., 163, 192.
Gubler (M^{me} Y.) et A. VATAN. Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège), pendant les temps crétacés, 166, 299 (1 fig., 2 tabl., pl. XII et XIII).
Gypse. G. DEICHA, 45, 47, 144, 198, 395. — R. ABRARD, 46.

H

- Hantkenina*. P. MARIE, 10.
Haute-Savoie. L. MORET, 94.
Hautes-Alpes. L. CHRISTOL, 13.
Héger (P.). Voir Y. MILON, 84.
Hérengrer (L.). Voir L. MORET, 38, 49.
Hyères (Iles d'). H. PARENT, 21, 3.

I

- Imbeaux* (D^r E.). Nécrologie, 204.
Indre-et-Loire. G. LECOINTRE et F. DOUVILLÉ, 206, 458.
Iovanovic (P. S.). Prés. d'ouvr., 27.

J

- Jeannel* (D^r René). Prés. d'ouvr., 73.
Jodot (Paul). Prés. d'ouvr., 15, 163.
Jura. A. BONTE, 34, 98, 202, 403.
Jurassique. G. LECOINTRE et F. DOUVILLÉ, 206, 458.

L

- Lachasse* (Jacques). Contribution à l'étude des Spongiaires fossiles du Campanien des Charentes, 47, 43 (9 fig., pl. I et II).
Lacoste (Jean). Nécrologie, 122, 130, 207.
Lagomys. H. PARENT, 12.
LAGORGETTE (Jean). Nécrologie, 122.
Lamare (Pierre). Obs. à la comm. de M. R. ABRARD, 30. — A propos des calcaires vermiculés du Muschelkalk pyrénéen, 37. — L'excursion de la Société Géologique de France à Gri-

- gnon et Feucherolles (Seine-et-Oise), 77. — Prés. d'ouvr., 203.
LAMOTTE (M.). Voir P. ROUTHIER, 82, 113.
Landes. J. CUVILLIER, 57, 208. — F. Daguin, 155.
LANQUINE (Antonin). Prés. d'ouvr., 164.
LAPADU-HARGUES (P.). Sur les schistes cristallins de la région de Marvejols (Lozère), 69, 405 (1 fig.).
LAPPARENT (A. F. de). Sur une faille affectant le Bartonien à Fère-en-Tardenois (Aisne), 17. — Obs. à la comm. de M. R. ABRARD, 109. — Prés. d'ouvr., 163.
LECOINTRE (G.). Fossiles remaniés, dans les Faluns de Touraine, 81.
LECOINTRE (G.) et Fr. DOUVILLÉ. Le sous-sol de la plaine alluviale du Véron (Indre-et-Loire) et Description de la faune jurassique de Chouzé, 206, 458 (6 fig.).
LEMOINE (P.). Prés. d'ouvr., 163.
LERICHE (Maurice). Sur l'extension verticale d'*Orbitolites complanatus* LAMK. dans le Lutétien du Bassin de Paris, 169.
LETOURNEUR (J.). Recherches sur les formations post-primaires de la Vallée de la Saoura, 111, 263 (3 fig.).
Lias. A. BONTE, 23.
Lignite. A. BONTE, 174. — M^{me} S. DEFRETIN, 208, 489.
Lorraine. P. MAUBEUGE, 98, 161. — G. GARDET, 188.
Lozère. P. LAPADU-HARGUES, 69, 405.
Lutétien. R. ABRARD, 29, 108. — A. F. de LAPPARENT, 109.
Lys (M.). Voir R. BARBIER, 85.

M

- MAILLET* (R.). Prés. d'ouvr., 28.
MARIE (P.). A propos de la présence du genre *Hantkenina* dans le Nummulitique du Bassin de l'Adour, 10. — Sur la valeur stratigraphique du genre *Coleites* PLUMMER, 19. — Rectifications et remarques relatives au Tertiaire d'Aquitaine, 95. — Sur la valeur des zones à petits Foraminifères dans l'Aturien des Petites-Pyrénées, 110. — Sur un Foraminifère nouveau du Crétacé supérieur marocain, 161, 295 (6 fig.).
MARIN (A.). Prés. d'ouvr., 73.
Maroc. P. MARIE, 161, 295.

MARTONNE (E. DE). Prés. d'ouvr., 26.
 MATHIEU (Gilbert). Premiers résultats d'études pétrographiques sur les galests des-poudingues anciens de Normandie, 82. — Sur les rhyolites et les granites prévarisques en Normandie et en Vendée, 98, 139 (3 fig.). — Lettre de remerciements pour le Prix Fontannes, 130. — Prés. d'ouvr., 142. — Sur les niveaux poudingui-formes contenus dans les schistes primaires de Vendée, 176.
 Maubermé (Massif du). J. DURAND et E. RAGUIN, 219.
 MAUBEUGE (Pierre). Sur l'extension des « Calcaires à Polypiers de Husson » de Villey Saint-Étienne vers Villey-le-Sec (Meurthe-et-Moselle) et sur leur attribution au Bajocien supérieur, 32. — Note pour servir à l'étude des Cirrhipèdes fossiles de Lorraine, 98, 161 (4 fig.). — La base du Bajocien supérieur des environs de Nancy, 150, 275. — Seconde note sur la base du Bajocien supérieur des environs de Nancy, 170, 333.
 Métamorphisme. P. ROUTHIER et M. LAMOTTE, 82, 113.
 Meurthe-et-Moselle. P. MAUBEUGE, 32, 150, 275, 170, 333. — G. GARDET, 111, 193.
 Meuse. A. PAQUE, 133.
 MEYENDORFF (André DE). Nécrologie; 122, 130, 249.
 MICHEL (P.) voir D. Schneegans, 188, 351.
 MIGAUX (L.). Prés. d'ouvr., 28.
 MILON (Y.) et P. HÉGER. Les polygones de cryoturbation des côtes de Bretagne, 84.
 Moçambique. C. TEIXEIRA, 56, 71.
 MOLENGRAAF (G. A. F.). Nécrologie, 122.
 Mollusques marins. P.-H. FISCHER, 204, 441.
 MONOD (Th.). Prés. d'ouvr., 104.
 Mont-Dore. L. GLANGEAUD, 193, 449.
 Montpellier. H. TINTANT, 71. — M. DREYFUSS, 178, 339.
 MORELLET (L.). Obs. à une comm. de M. R. ABRARD, 30. — Présence d'*Orbitolites complanatus* Lk. dans le Lutétien inférieur de Grignon (Seine-et-Oise), 157. — Obs. à une comm. de M. R. ABRARD, 179.
 MORELLET (L. et J.). Les *Caecidae* éocènes du Bassin de Paris, du Contentin et de la Bretagne, 196, 383 (13 fig.).

MORET (L.) et L. HÉRENGER. Spongiaires siliceux du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France, 38. — Sur quelques Spongiaires siliceux du Crétacé moyen et supérieur des Alpes françaises, 49.
 MORET (L.). Le sinistre de la Clusaz près Bellevaux (Haute-Savoie), 94. — Prés. d'ouvr., 88, 119.
 Mouthoumet. L. BARRABÉ, 184.
 Muschelkalk. L. BARRABÉ, 8. — P. LAMARÉ, 37.

N

Nécrologie. L. VANDERNOTTE, 8. — E. CHAPUT, 89. — X. STAINIER, 90. — M. BOULE, 121. — J. LACOSTE, M. FAURA 1 SANS, A. DE MEYENDORFF, J. LAGORGETTE, G. A. F. MOLENGRAAF, 122. — J. REPELIN, H. ROUX, H. BLONDET, 123. — P. POISOT, L. VANDERNOTTE, 124. — F. ROMAN, 165. — IMBEAUX, 204.
 NEIVA (J.-M.-C.). Prés. d'ouvr., 105.
 Nemours. A. RIVIÈRE, 135.
 Nièvre. D. REYRE, 146, 241.
 Nimba (Mont). P. ROUTHIER et M. LAMOTTE, 82, 113.
 Normandie. G. MATHIEU, 82, 98, 139. — V. ROMANOVSKY et A. CAILLEUX, 109, 177.

O

Oligocène. P.-R. GIOT, 52. — G. DENIZOT, 111.
Orbitolites complanatus. L. MORELLET, 157, 179. — M. LERICHE, 169. — R. ABRARD, 178.
 ORCEL (J.). La genèse des minerais métalliques affiliés aux magmas, étudiée à l'aide du microscope métallographique polarisant, 57.
 Orne. G. DUBOIS et M^{me} C. DUBOIS, 116.
 ORVIN (Anders K.). Prés. d'ouvr., 26.
Oscillations de rivage. V. ROMANOVSKY, 67, 81.
 Ostréidés. G. RANSON, 155, 289.

P

Paléobotanique. P. A. GILLARD, 103, 153. — A. CARPENTIER, 154.
 PAQUE (André). Coexistence d'*Elephas antiquus* et d'*El. primigenius* dans les alluvions anciennes du plateau de Vassincourt (Meuse), 133.

- PARENT (H.). *Spermophilus* et *Lagomys* dans le Pléistocène supérieur de Provence, 12. — Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères, 21, 3. — Le Cénomanien de Saint-Jean-Cap Ferrat et de Beaulieu; ses horizons fossilifères, 60. — Faciès et divisions du Cénomanien des Alpes-Maritimes, 141, 231.
- Pectinidés. J. ROGER, 17, 111, 181.
- PÉRÉBASKINE (V.). Voir R. BARBIER, 85.
- Permien. P. BORDET, 63.
- Petalodontia. G. ASTRE, 200.
- Pétrographie. G. MATHIEU, 82, 98, 139. — V. ROMANOVSKY et A. CAILLEUX, 109, 177, 140. — A. RIVIÈRE, 135.
- PEYROT (A.). Prés. d'ouvr., 119.
- PHILIPPOT (A.). Les graptolites de l'Ordovicien inférieur et moyen de Bretagne, 51. — Les graptolites de l'Ordovicien supérieur et la faune graptolitique ordovicienne de Bretagne (2^e note), 62. — Un nouveau gisement de Graptolites ordoviciens dans la presqu'île de Crozon (Finistère), 206.
- Phosphorites du Quercy. B. GÈZE, 30.
- PIÉTRESSON DE SAINT-AUBIN (J.). Note sur la craie du département de l'Aube, 198, 343.
- PIVETEAU (Jean). L'habitat des premiers Vertébrés, 131.
- POISOT (Paul). Nécrologie, 124.
- Poissons. C. ARAMBOURG, 154, 281, 183.
- Polygones de cryoturbation. Y. MILON et P. HÉGER, 84. — V. ROMANOVSKY, 102.
- Portugal. C. TEIXEIRA, 56, 67.
- Prix Fontannes. G. MATHIEU, 125.
- Provence. H. PARENT, 12. — L. BERTRAND, 24. — J. GOGUEL, 193, 367.
- PRUVOST (P.). Filons clastiques, 82, 91 (3 fig., pl. V).
- Puy-de-Dôme. G. GARDE, 137, 223.
- Pyrénées. J. DURAND et E. RAGUIN, 21, 9. — P. LAMARE, 37. — D. SCHNEEGANS et P. MICHEL, 188, 351.
- Pyrénées (Petites-). P. MARIE, 110. — G. ASTRE, 172, 200.

Q

- Quaternaire. H. PARENT, 21, 3. — J. GOGUEL, 146, 261. — L. FEUGUEUR, 150.

R

- RAGUIN (E.). Prés. d'ouvr., 14.
- RAGUIN (E.). Voir J. DURAND, 21, 9. — Voir M. CASTERAS, 59.

- RANSON (G.). Prés. d'ouvr., 104. — Observations sur quelques Ostréidés actuels et fossiles, 155, 289 (pl. XI).
- RENIER (A.). Prés. d'ouvr., 40.
- REPÉLIN (Joseph). Nécrologie, 123.
- Reptile. C. ARAMBOURG, 146.
- Réunion extraordinaire à Grignon, 76.
- REYRE (Dominique). Les faciès du Séquanien dans le Nord de la Nièvre, 146, 241 (1 fig.).
- RIBETRO (O.). Prés. d'ouvr., 105.
- RIVIÈRE (A.). Sur les formations gréseuses du Sud du Bassin parisien, 92. — Sur les grès et poudingues de Nemours, 135. — Sur la granulométrie des sédiments, 204.
- ROGER (Jean). Révision des Pectinidés de l'Oligocène du domaine nordique, 17. — Sur le groupe *Flabellipecten flabelliformis*. Signification du terme « Groupe », 111, 181 (4 fig., pl. VII).
- ROMAN (Frédéric). Prés. d'ouvr., 88. — Nécrologie, 165.
- ROMANOVSKY (V.). Oscillations de rivage et bathymétrie dans la région sud de la Baie du Roi (Spitzberg), 67, 81 (4 fig., pl. IV). — Remarques sur une communication de MM. Milon et Héger à propos des polygones de cryoturbation des côtes de Bretagne, 102. — Prés. d'ouvr., 104, 163.
- ROMANOVSKY (V.) et A. CAILLEUX. Festons au sommet de la craie de Normandie, 109, 177 (2 fig.).
- ROTHÉ (E.). Prés. d'ouvr., 119.
- ROUTHIER (Pierre). Mouvements postjurassiques dans les Monts de Saïda (Meseta sud-oranaise). Note préliminaire, 54.
- ROUTHIER (P.). et M. LAMOTTE. Monographie géologique du Mont Nimba. Contribution à l'étude du Birrimien d'A. O. F., 82, 113 (2 fig., pl. VI).
- ROUX (Henri). Nécrologie, 123.
- ROUX (Jean). Essai de précisions sur le faciès du Nord-Ouest de Riom-ès-Montagnes, 115.
- Royans (Isère et Drôme). P.-R. GIOT, 52, 137.
- ROZ (F.). Prés. d'ouvr., 75.
- Rudistes. C. DECHASEAUX, 56, 37, 67, 212. — G. ASTRE, 172.
- RUSO (P.). Prés. d'ouvr., 164.

S

- Sables. A. CAILLEUX, 82, 125.
- Saïda (Monts de). P. ROUTHIER, 54.
- Saoura. J. LETOURNEUR, 111, 263.

Savoie. R. BARBIER, 149.

Schistes. R. BARBIER, 22, 166. — M. CASTERAS et E. RAGUIN, 59. — P. LAPADU-HARGUES, 69, 105. — G. DENIZOT, 131. — G. MATHIEU, 176.

SCHNEEGANS (D.) et P. MICHEL. Sur le front nord-pyrénéen entre le Salat et l'Adour, 188, 351 (6 fig.).

SCHNEEGANS (D.) et R. BARBIER. La tectonique des unités subbriançonnaises dans la région de Moutiers en Tarentaise, 170.

Sédiments. B. BRAJNIKOV et S. DUPLAIX, 206, 473.

Séquanien. D. REYRE, 146, 241.

Serre (Massif de la). A. BONTE, 23.

Sidérolithique. P.-R. GIOT, 137.

SORNAY (Jacques). Sur le Crétacé moyen de Viviers-sur-Rhône, 168.

Spermophilus. H. PARENT, 12.

Spitzberg. V. ROMANOVSKY, 67, 81.

Spongiaires. L. MORET et L. HÉRENGER, 38, 49. J. LACHASSE, 47, 43.

STAINIER (X.). Nécrologie, 90.

Stampien. G. ASTRE, 139. — F. DAGUIN, 155.

Stéphanien. C. TEIXEIRA, 56, 67. — L. BARRABÉ, 184.

Stratigraphie. G. DENIZOT, 35. — L. CHRISTOL, 43. — B. GÈZE et M. DURAND-DELGA, 190.

T

Tarentaise. D. SCHNEEGANS et R. BARBIER, 170.

Tarn. B. GÈZE et M. DURAND-DELGA, 190, 198.

Tectonique. L. BERTRAND, 24. — A. BONTE, 34, 98. — G. DENIZOT, 47, 131. — P. ROUTHIER, 54. — L. DANGEARD, 57, 73. — R. ABRARD, 65. — M. DREYFUSS, 113, 178, 339. — J. GOGUEL, 146, 261, 193, 367. — D. SCHNEEGANS et R. BARBIER, 170. — D. SCHNEEGANS

et P. MICHEL, 188, 351. — F. ELLENBERGER, 196. — B. GÈZE et M. DURAND-DELGA, 198.

TEIXEIRA (Carlos). 1° Sur l'*Estheria Borgesii*, nouvelle espèce du Karroo du Moçambique portugais ; 2° Sur la faune limnique du Stéphanien moyen du Nord du Portugal, 56, 67 (7 fig., pl. III). — Prés. d'ouvr., 105.

Tertiaire. P.-R. GIOT, 69.

TINTANT (H.). Aquitanien inférieur lacustre aux environs de Montpellier, 71.

Toulon. H. PARENT, 21, 3.

Touraine. G. LECOINTRE, 81.

Tourbe. G. DUBOIS et M^{me} C. DUBOIS, 22, 24, 100, 116, 152.

Transcaucasie. P. BONNET, 204.

Travertin. L. BARRABÉ, 147.

V

VANDERNOTTE (Louis). Nécrologie, 8, 124.

VAN STRAELEN (Victor). Prés. d'ouvr., 88, 182.

Var. P. BORDET, 63.

VATAN (A.). Voir M^{me} Y. GUBLER, 166, 299.

Vendée. G. MATHIEU, 98, 139, 176.

Vertébrés. J. PIVETEAU, 131.

Vexin. L. FEUGUEUR, 150.

Viviers-sur-Rhône. J. SORNAY, 168.

Volcans. G. GARDE, 137, 223. — L. GLANGÉAUD, 193, 419.

W

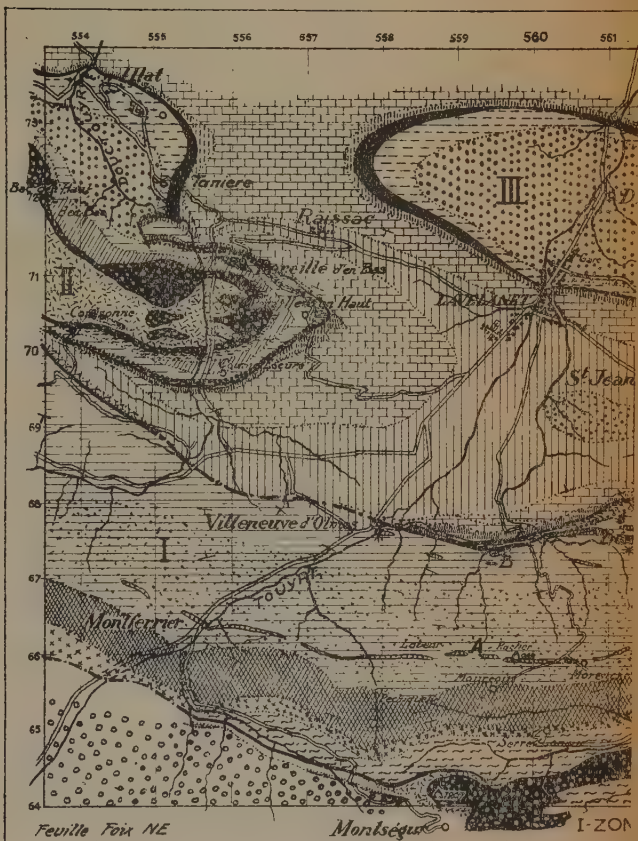
Wissant. J.-P. et P. DESTOMBES, 204.

Z

ZBYSZEWSKI (Georges). Prés. d'ouvr., 105.

La gérante de la Soc. géol. : M^{me} L. MÉMIN.





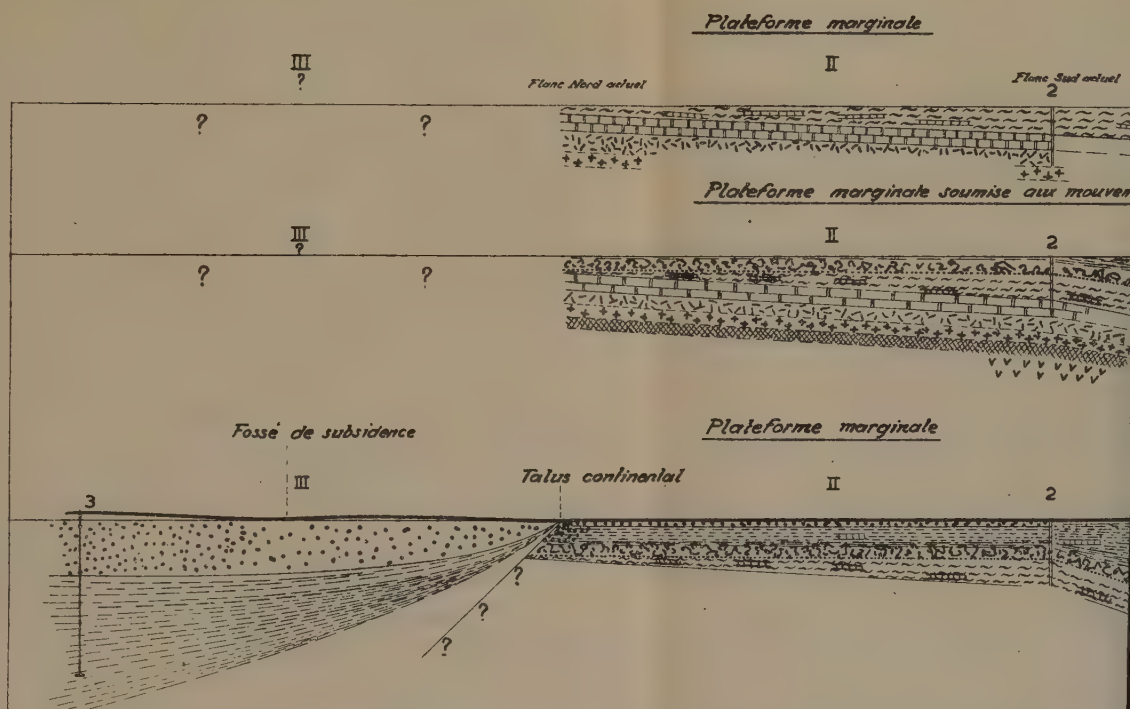
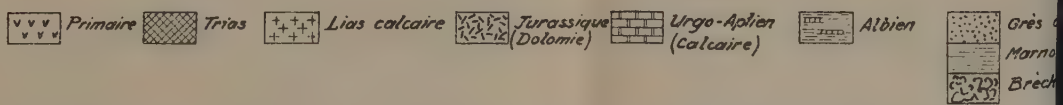
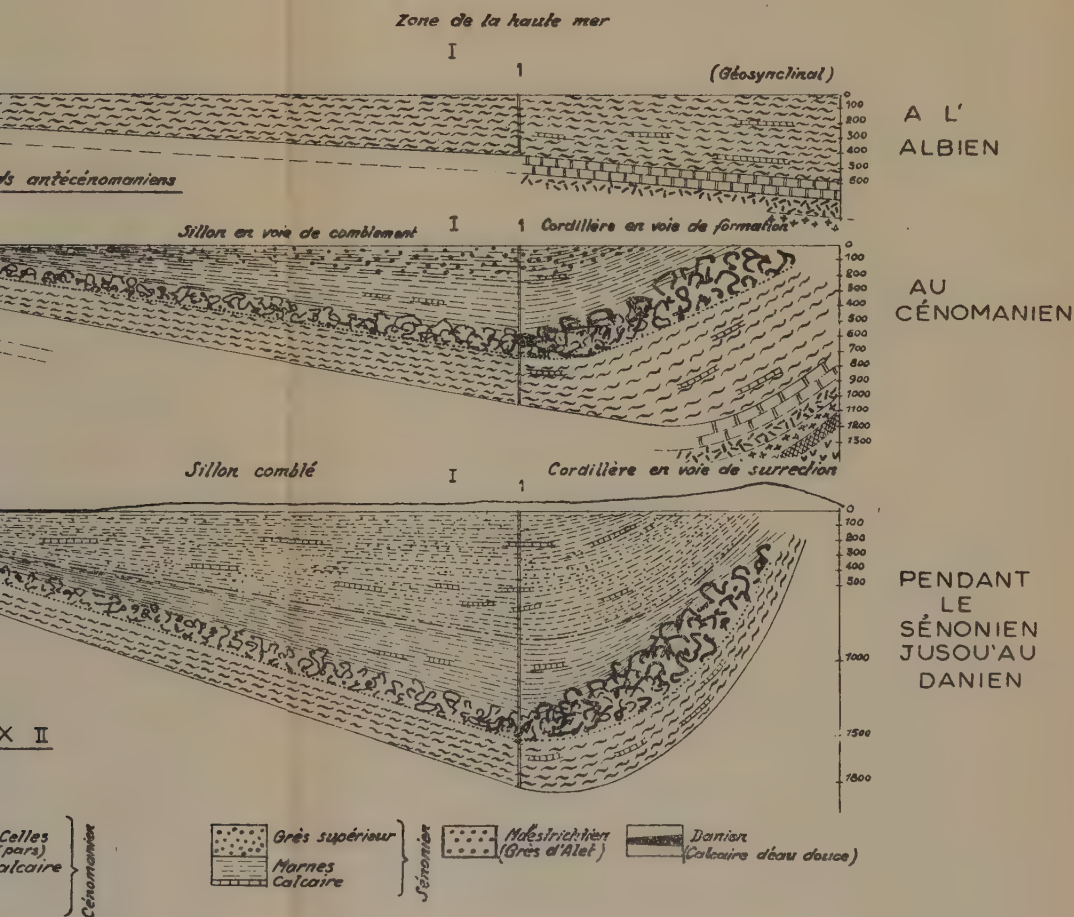


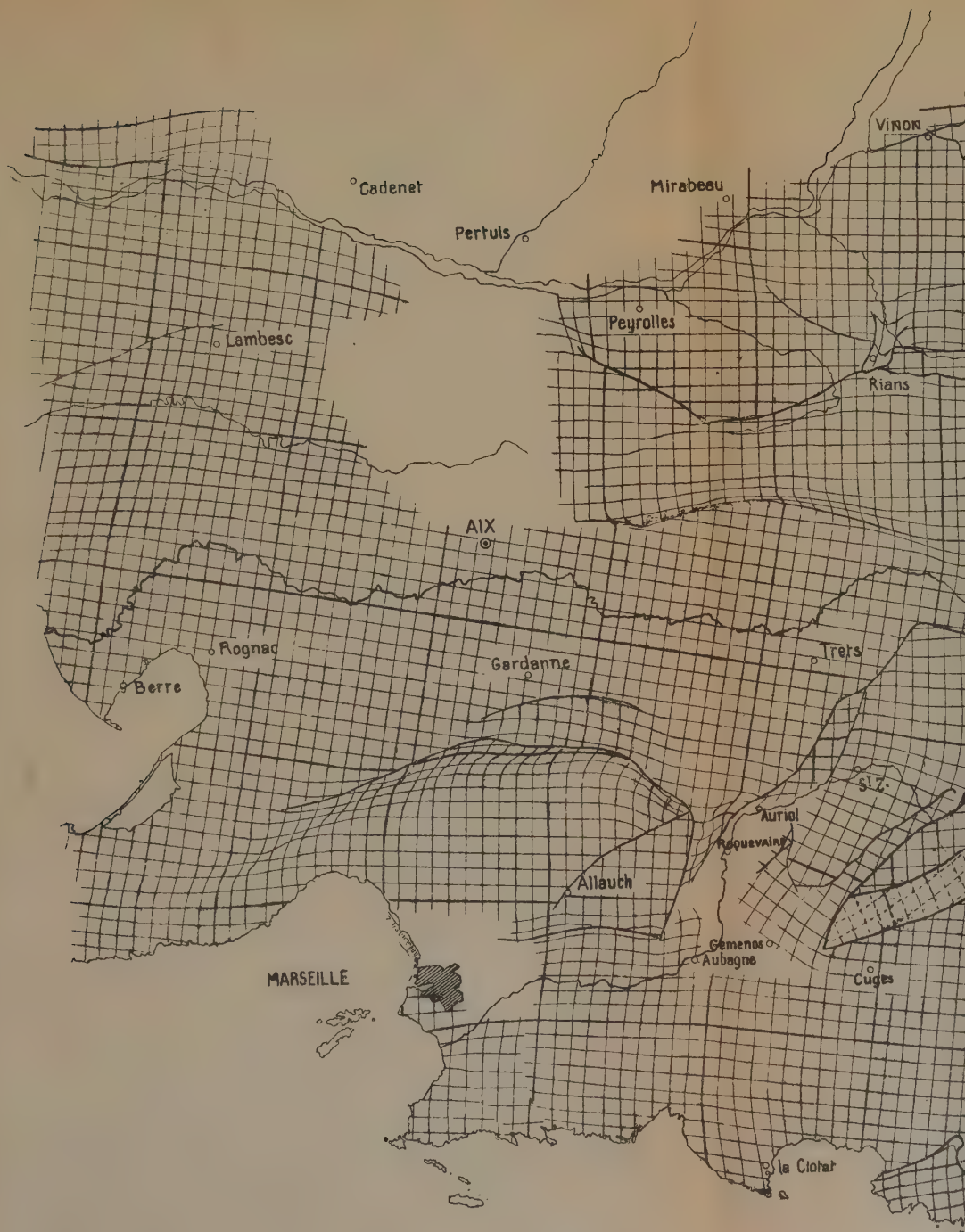
SCHÉMA PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES ZONES DE NALZEN I DU PECH DE FO
ET DU DREUILHE III, PENDANT LE CRÉTACÉ



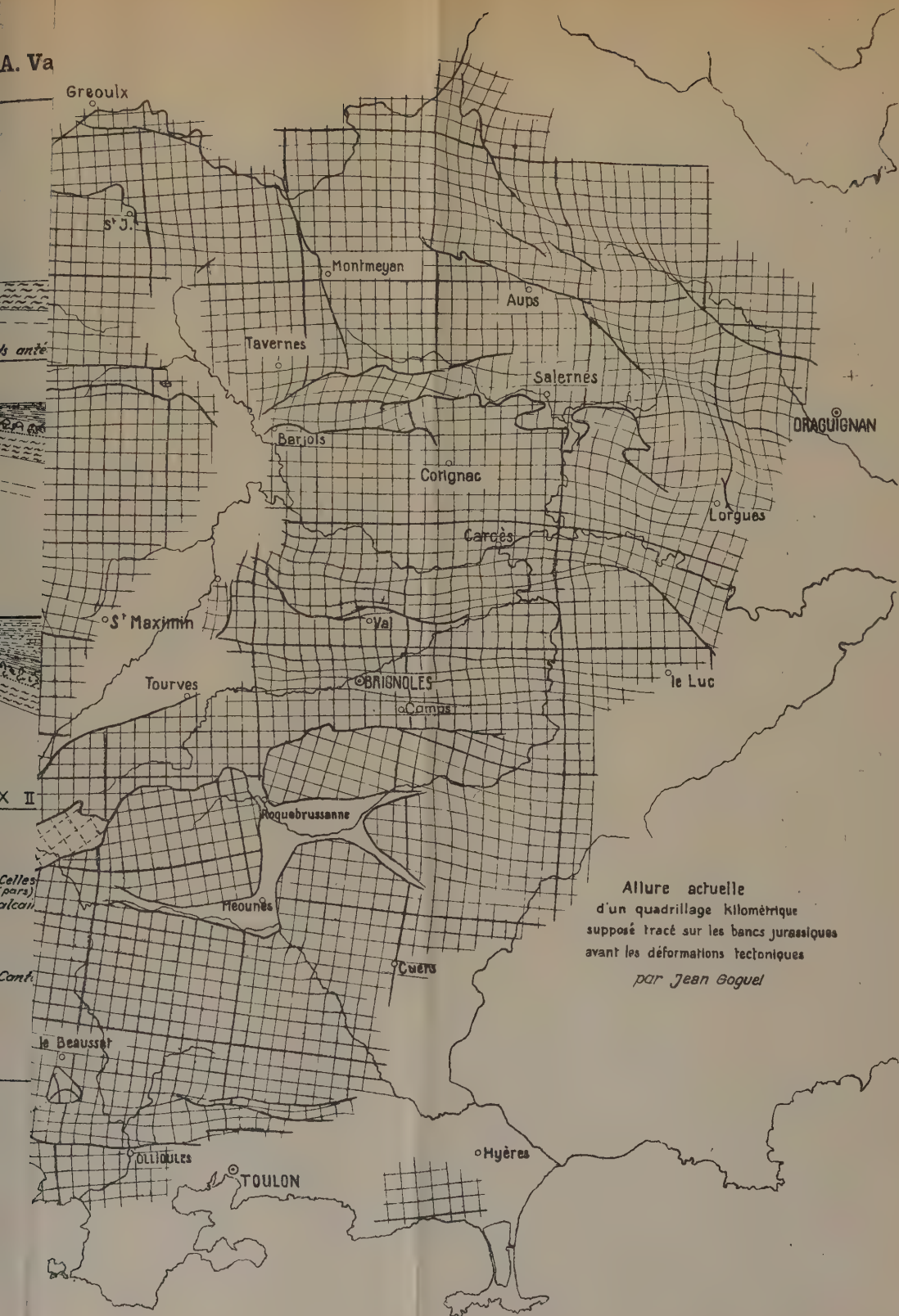
1 Coupe mesurée (coupe de base) Bassin de Nalzen, 2 Coupe mesurée (Cluse de Pereille), 3 Sondage de
— limite du Sénonien, limite du Cénozanien, / limite de l'Albien



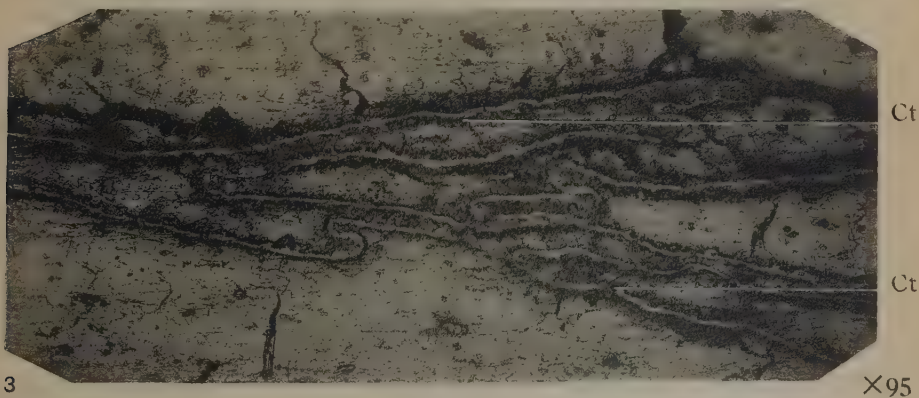
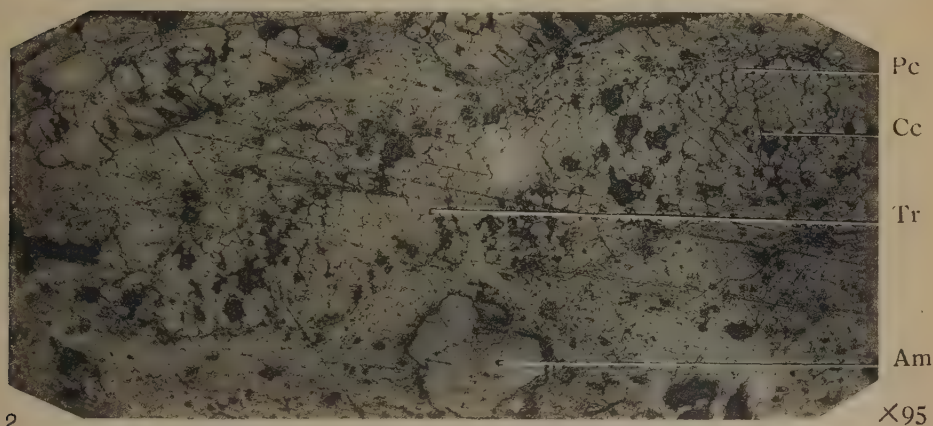
Contourgue ;

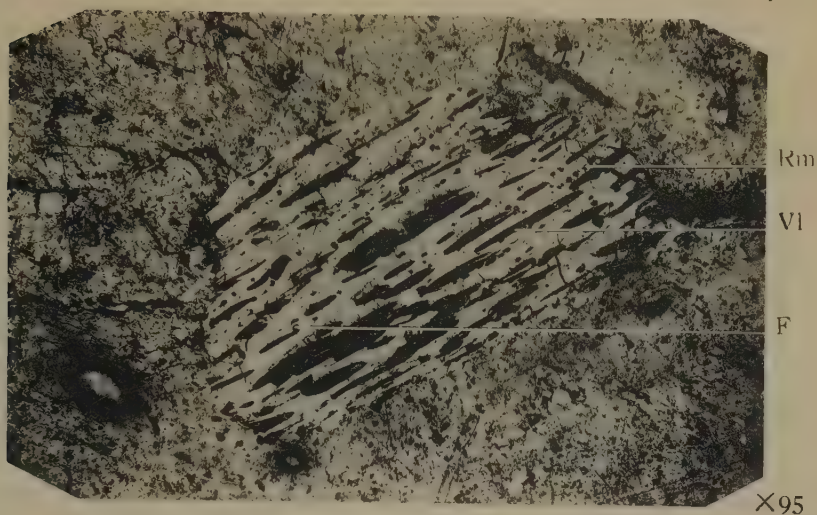


A. Va



Allure actuelle
d'un quadrillage kilométrique
supposé tracé sur les bancs jurassiques
avant les déformations tectoniques
par Jean Goguel

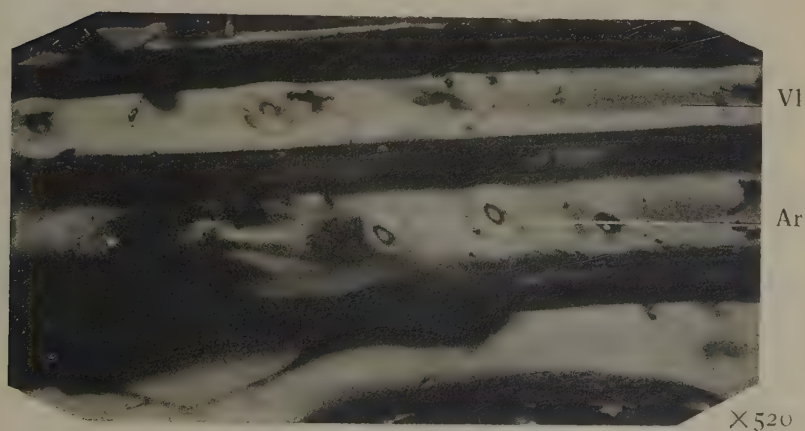




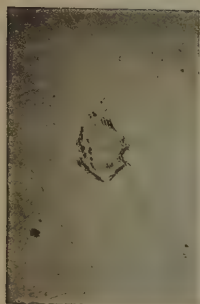
1



2



3



1 X770



2 X450



3 X450



4 X770



5 X450



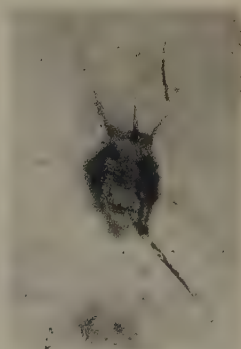
6 X770



7 X770



8 X450



9 X450

Phototypie Mémin, Arcueil (Seine)

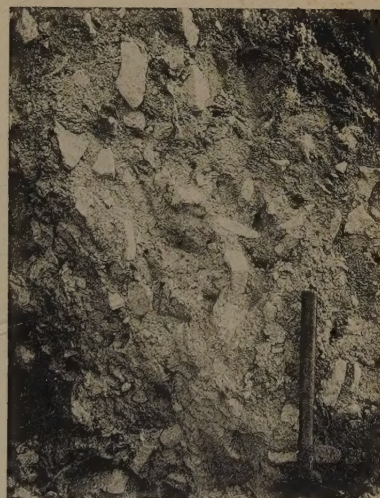
Dinoflagellés des silex crétacés.



1



2



3



4



5

TABLE DES MATIÈRES (TOME XIII, FASCICULE 7-8-9)

Gilbert Ranson. — Observations sur quelques Ostréidés actuels et fossiles (Pl. XI).....	289
Pierre Marie. — Sur un Foraminifère nouveau du Crétacé supérieur marocain (6 fig.).....	295
Yvonne Gubler et A. Vatan. — Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés (Pl. XII et XIII, 1 fig., 2 tabl.).....	299
Pierre Maubeuge. — Seconde note sur la base du Bajocien supérieur des environs de Nancy (1 tabl.).....	333
Maurice Dreyfuss. — Une carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison (1 fig.).....	339
J. Piétresson de Saint-Aubin. — Note sur la craie du département de l'Aube.....	343
D. Schneegans et P. Michel. — Le front nord-pyrénéen entre le Salat et l'Adour (6 fig.).....	351
Jean Goguel. — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence (Pl. XIV, 4 fig.).....	367
L. et J. Morellet. — Les <i>Caecidae</i> éocènes du Bassin de Paris, du Cotentin et de la Bretagne (13 fig.).....	383
Georges Deicha. — Réduction des masses inférieures du gypse vers l'Ouest du bassin tertiaire parisien.....	395
Antoine Bonte. — Observations sur l'Eurite de la Serre (Jura) (4 fig.).....	403
Louis Glangeaud. — Évolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore. Essai d'interprétation géophysique (10 fig.).....	419
P.-H. Fischer. — La répartition actuelle des Mollusques marins envisagée comme base d'appréciation pour les géologues.....	441
G. Lecoindre et F. Douvillé. — Le sous-sol de la plaine alluviale du Véron (Indre-et-Loire) (6 fig.).....	458
Boris Brajnikov et Solange Duplaix. — Quelques données et problèmes de Lithologie sédimentaire dans le bassin parisien (6 fig., 2 tabl.).....	473
M^{me} S. Defretin. — Étude pétrographique du Lignite cenomanien de Saint-Paulet (Gard) (Pl. XV et XVI).....	489
Georges Deflandre. — Sur quelques nouveaux Dinoflagellés des silex crétacés (Pl. XVII, 27 fig.).....	499
André Cailleux. — Fissuration de la craie par le gel (Pl. XVIII, 7 fig.)....	511
Rapport de la Commission de Comptabilité.....	521
Table du Tome XIII.....	525

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} L. MÉMIN.....